

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ  
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»  
(СПбГУ)

Институт наук о Земле  
Кафедра геологии месторождений полезных ископаемых.

**Еременко Евгений Геннадьевич**

**Особенности форм нахождения ЭПГ в зоне окисления сульфидных жил массива  
Ниттис-Кумужья-Травяная, Мончегорский плутон**

Выпускная магистерская работа  
по направлению 05.04.01 «Геология»

Научный руководитель:  
К.г.-м.н., доцент С. В. Петров

Рецензент:  
С. П. Нагаева

Санкт-Петербург

2018

## Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Геологическая характеристика района исследований.....	8
Геологическая позиция Мончегорского плутона.....	8
Геологическое строение Мончегорского плутона .....	12
Глава 2. Геохимическое изучение состава руд .....	19
Глава 3. Минеральный состав объекта исследований .....	21
Петрографическая характеристика пород массивов Ниттис-Кумудья-Травяная .....	21
Минералогическая характеристика рудных жил Ниттис-Кумудья-Травяная .....	28
Благороднометалльная минерализация сульфидных жил массивов Ниттис-Кумудья-Травяная .....	32
Глава 4. Благороднометалльная минерализация в зоне окисления сульфидных руд .....	39
Особенности ЭПГ минерализации в зоне гипергенеза сульфидных месторождений .....	39
Благороднометалльная минерализация и особенности ее поведения в окисленных жильных рудах массивов Ниттис-Кумудья-Травяная.....	41
Обсуждение .....	57
Выводы.....	59
Заключение.....	60
Список использованной литературы.....	61
Приложения .....	66

## ***Введение***

Мончегорский плутон известен с начала 20 века, а сульфидное медно-никелевое оруденение было открыто на массиве Нюд в 1930 году экспедицией Академии наук СССР под руководством академика А. Е. Ферсмана. (Елисеев, 1956) Жильный комплекс медно-никелевых сульфидных руд массивов Ниттис-Кумужья был обнаружен в 1933 году Л. А. Баженовым посредством инновационных на тот момент методов электроразведки (Елисеев, 1956; Лялинов, 2000). Массивы Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ) изучаются и по сегодняшний день, как в научном плане многими уважаемыми исследователями: Гроховской Т. Л., Шарковым Е. В., Нерадовским Ю. Н., Чащиным В. В., Митрофановым Ф. П. и др., так и разведка благороднометальной минерализации государственными компаниями. (Информационный геологический..., 2015) В связи с чем, исследование массива может быть перспективно в будущем.

Сульфидные медно-никелевые жилы НКТ содержат высокие концентрации благородных металлов (Чашин, Митрофанов 2014; Лялинов, 2000; Шарков, 2014), однако поведению минералов в зоне гипергенеза уделено мало внимания. В приповерхностных зонах сульфидных медно-никелевых жил массивов Ниттис-Кумужья-Травяная наблюдается активное изменение первичных сульфидных минералов и развитие зоны окисления. Процесс заканчивается формированием гетитовых агрегатов с сохранением реликтов сульфидных фаз. Аналогичные процессы окисления сульфидных минералов происходят в техногенной обстановке, в отвалах добытых руд и вмещающих горных породах. Минералы платиновой группы (МПП) более устойчивы к окислению, нежели пирротин, пентландит или халькопирит, однако и они претерпевают изменения. Опубликованные работы, освещающих вопросы окисления платинометалльных сульфидных руд можно считать единичными, и произведены они только методами электронной микроскопии (Evans, 2000; Oberthür, 2005; Locmelis, 2009; Гроховская, 2009; Oberthür, 2015; Barkov, 2005).

### ***Цели и задачи:***

Целью настоящей работы является изучение благороднометальной минерализации в зоне гипергенеза жильных сульфидных руд массивов Ниттис-Кумудья-Травяная Мончегорского протерозойского плутона.

Для достижения заявленной цели были поставлены следующие задачи:

- Исследование и описание рудной минерализации пород с применением методов оптической и электронной микроскопии.
- Изучение полного химического состава руд и содержания полезного компонента.

- Выявление особенностей форм нахождения благороднометалльной минерализации в зоне окисления сульфидных руд.
- Составление модели поведения платиноидов в зоне окисления.

***Актуальность:***

Актуальность данной работы не вызывает сомнения, поскольку ранее не были описаны окисленные фазы благородных металлов на данном массиве. По соседнему массиву Мончетундры фиксируются единичные исследования Татьяны Львовны Гроховской (2009), в которой отмечаются PtCuFe-O фазы, развивающиеся по изоферроплатине и PtPdCuFe-O фазы на контактах с кейтконнитом, теллурпалладинитом, теларгпалитом, нильсенитом. Однако эта работа описывает малосульфидные эпигенетические ассоциации МПГ в керне буровых скважин. Наша же работа посвящена участкам массивных сульфидных жил непосредственно на поверхности. Работы по зарубежным объектам (Evans, 2000; Oberthür, 2005; Locmelis, 2009; Oberthür, 2015; Barkov, 2005) так же не раскрывают вопрос о формах нахождения МПГ в сплошных жильных сульфидных рудах, а затрагивают только малосульфидные и хромитовые горизонты рудных лет.

***Практическое значение:***

Знание о поведении благородных металлов в зоне окисления сульфидных руд составляет основу для разработки новых методов поисков, например литогеохимических методов поиска Pt и Pd.

Известно, что в корах выветривания сульфидных месторождений может находиться еще большее содержание благородных металлов, нежели в первичной руде, на изученном же массиве поведение Pt и Pd в условиях формирования железной шляпы является нестабильным, а значит, вопрос форм нахождения МПГ в рудах потенциально важный как для этого массива, так и для схожих.

Схожие процессы окисления МПГ могут происходить и в технологических отвалах разрабатываемых месторождений, например в Норильском районе.

***Фактический материал*** был отобран в ходе полевого выезда на Мончегорский плутон с непосредственным участием автора. Были отобраны 59 проб рудного материала, и 56 образцов вмещающих пород. Вес проб составлял 2 кг ± 500 гр. В приложении 1 представлена геологическая схема района работ, точками отмечены места отбора проб.

По отобранному материалу было изготовлены: 56 прозрачных шлифов, 14 аншлифов, 18 шайб с гравитационным концентратом рудных проб.

Защищаемые положения:

- 1) В зоне окисления сульфидных МПГ-содержащих руд происходит формирование кислородсодержащих Pt-Pd фаз.
- 2) По мере окисления первичных руд с образованием кор выветривания происходит выщелачивание элементов платиновой группы (ЭПГ) из системы.

**Методика работ:**

Для изучения минерального состава продуктов окисления массивных жильных медно-никелевых руд, а также для исследования форм нахождения благородных металлов в них, в период с 03.08.2016 по 10.08.2016 были выполнены полевые работы в Мурманской области, г. Мончегорск. В ходе работ было произведено картирование жильных сульфидных тел массивов Ниттис-Кумужья-Травяная (приложение 1), взяты пробы сульфидных руд различных горизонтов как в коренном залегании (рис 1А), так и из отвалов заброшенных шурфов и штолен (рис 1Б).



Рис. 1. А – коренной выход сульфидных жил; Б – окисленная руда из отвалов штольни (обр. Н2/2). Фото: Еременко Е. Г.

Для написания практической части ВКР была произведена пробоподготовка и использован ряд анализов:

Первый этап пробоподготовки включал в себя: дробление проб до размерности 5 мм на дробилке Pulverisette 1, далее производилось истирание проб на истирателе ИВ-1 до фракции 0,1 мм.

Рентгенофлуорисцентный анализ. Первым делом были произведен анализ потерь при прокаливании в лаборатории «ЛИМС», далее для получения результатов из протоколов были изготовлены «таблетки». В качестве компонента, закрепляющего в кювете исследуемый материал, использовалась борная кислота. Анализ и изготовление «таблеток»

проведены с использованием оборудования ресурсного центра Научного парка СПбГУ «Геомодель».

Атомная абсорбция, для данного анализа использовались аналогичные протоочки, что и для РФА. Данный анализ был применен для установления содержаний благородных металлов в пробах. Анализ осуществлен ресурсным центром СПбГУ «Методы анализа состава вещества». Результат дал высокие содержания ЭПГ+Au (до 30 ppm) и серебра (до 120 ppm).

Второй этап пробоподготовки состоял из выделения из протоочек гравитационного концентрата тяжелой фракции на концентрационном столе СКЛ-2, отделение магнитной фракции ферритовым магнитом, ручная доводка концентрата в воде. Далее было произведено изготовление шайб с гравитационным концентратом, шлифов и аншлифов в лаборатории пробоподготовки и пробообработки, ЦТСОП.

Практические методы исследований:

Оптические исследования в проходящем и отраженном свете на микроскопе Leica DM 2500P в объеме 56 прозрачных шлифов и 14 аншлифов.

Электронная микроскопия. Данный метод использовался для изучения минеральных фаз благородных металлов, а так же химического состава порообразующих минералов и рудной минерализации. Исследования методами электронной микроскопии проводились в образовательном ресурсном центре «микроскопии и микроанализа» на приборах: HITACHI S3400N с системой со сфокусированными электронным и ионным зондами QUANTA 200 3D (FEI) с аналитическим комплексом Pegasus 4000 (EDAX) и настольном растровом электронной микроскопе-микроанализаторе HITACHI TM 3000. Для исследований было задействовано 5 прозрачных шлифов, 10 аншлифов и 18 шайб с гравитационным концентратом.

Ионная микроскопия производилась на приборе HITACHI S3400N с системой со сфокусированными электронным и ионным зондами QUANTA 200 3D (FEI), аналитическим комплексом Pegasus 4000 (EDAX).

Рамановская спектроскопия производилась на прибор Horiba LabRam HR800 в РЦ СПбГУ «Оптические и лазерные методы исследования вещества».

Оформление графических материалов производилось в программах ArcMap 10.2.2, Adobe Photoshop CC 2018; для выполнения факторного анализа использована программа Statistica 10.

Результаты работы были представлены на конференциях:

1) «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России» посвященную памяти чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца и акад. Ф. П. Митрофанова в г. Апатиты, 2016. Тема доклада: «Особенности минерализации благородных металлов в зоне гипергенеза жильных сульфидных руд массива Ниттис, Мончегорский плутон».

2) «Новое в познании процессов рудообразования» ИГЕМ РАН в г. Москва, 2016. Тема доклада: «О формах нахождения благородных металлов в зоне окисления жильных сульфидных руд (массив Ниттис-Кумужья-Травяная, Мончегорский плутон)».

3) V Международная конференция памяти академика А. П. Карпинского, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, 2017. Тема доклада: «О формах нахождения элементов платиновой группы в зоне гипергенеза жильных сульфидных руд (массив Ниттис, Мончегорский плутон)».

***Благодарности:***

Автор выражает благодарность своему научному руководителю к.г.-м.н. Петрову С. В., внесшему неоценимый вклад в написание данной работы.

Выполнение этой работы было бы невозможным без содействия Корнеева С. И., Янсон С. Ю., Нагаевой С. П., за что автор выражает отдельную благодарность.

Также автор признателен всем сотрудникам ресурсных центров СПбГУ за помощь в проведении аналитических исследований.

## ***Глава 1. Геологическая характеристика района исследований***

### ***Геологическая позиция Мончегорского плутона***

В центральной части Кольского региона находится Печенгско-Варзугский рифтогенный комплекс, приуроченный к области сочленения Центрально-Кольского и Беломорского доменов. Это древняя зона растяжения, в которой заложился прогиб рифтового типа северо-западного простирания. Реликты этой зоны сейчас наблюдаются в виде двух крупных протяженных линейных структур – Печенгской на северо-западе и Имандра-Варзугской на юго-востоке, а также более мелких Кеулик-Кенирим, Пасвик, Полмак и Усть-Понойской структур.

Имандра-Варзугская структура имеет в центре ширину около 50 км и сужается по краям до 10 км. Она протягивается в субширотном северо-западном направлении на 350 км и представляет собой асимметричную грабен-синклиналь с моноклиальным северным крылом и блоковым южным. Северная граница приурочена к Панско-Бабьезерскому разлому, а южная к зоне распространения разломов взбросо-надвигового характера (рис. 2).

Сложена структура вулканогенно-осадочной мощной толщей пород, которые делятся на три свиты: стрельнинскую (сумий), варзугскую (сариолий и ятулий) и томингскую (людиковый и калевий) и почти полностью характеризуют отложения нижнего протерозоя, за исключением вепися. (Смолькин, 2005; Чашин, Митрофанов, 2014)

Палеорифт Печенга-Имандра-Варзуга развивался в этап с 2,5 до ~ 1,7 млрд лет назад (Минц, 2010): интервале 2,5–2,3 млрд лет назад вся северо-восточная часть щита находилась в условиях растяжения и прогибания коры, вызванных мантийным суперплюмом. В условиях растяжения и произошло раскрытие Печенгско-Варзугского океанического бассейна. Период 2,3–2,1 млрд лет рассматривается как период проявления "дремлющей" тектоники и накопления мощных сариолийско-ятулийских толщ. Возникновение нового суперплюма в субконтинентальной мантии с возобновлением тектонической и магматической активности произошло в интервале 2,1–1,9 млрд лет. Период 1,93–1,86 млрд лет назад был временем частичного разрыва континента и его последующего возрождения. И только после этих событий – 1,87–1,7 млрд лет назад, – произошла внутриконтинентальная коллизия с формированием Лапландско-Кольско-Беломорского орогена.



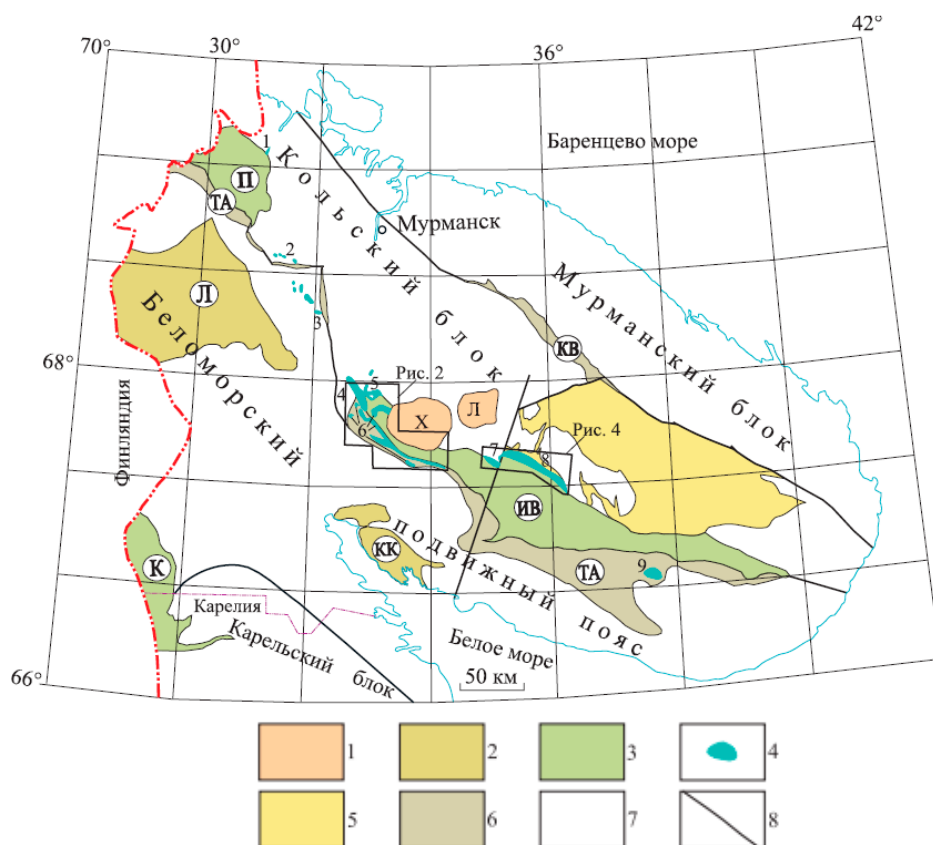


Рис. 2. Схема расположения Имандра-Варзугской структуры: 1 – палеозойские плутоны нефелиновых щелочных сиенитов и фойдолитов: Хибинский (Х), Ловозерский (Л); 2 – гранулитовые пояса: Лапландский (Л), Кандалакшско-Колвицкий (КК); 3 – палеопротерозойские рифтогенные структуры: Печенгская (П), Имандра-Варзугская (ИВ) и Куолярвинская (К); 4 – ультрабазитовые интрузии с возрастом около 2,45-2,52 млрд. лет: г. Генеральская (1), Солозеро (2), Улитаозерская (3), Мончетундровская (4), Мончеплутон (5), Имандровский комплекс (6), Федорова тундра (7), Панские тундры (8), Песочная (9); 5 – неоархейская Кейвская структура с щелочными гранитами в ее обрамлении; 6 – неоархейские зеленокаменные пояса: Колмозеро-Воронинский (КВ), Терско-Аллареченский (ТА); 7 – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования; 8 – разрывные нарушения (Чащин, Митрофанов, 2014).

К первому рифтовому этапу (2,5–2,3 млрд лет) развития Имандра-Варзуги приурочены перидотит-пироксенит-габбро-норитовый и габбро-анортозит-диоритовый интрузивные комплексы (Смолькин, 2005), в том числе и Мончегорский мафит-ультрамафитовый комплекс, (рис.3).

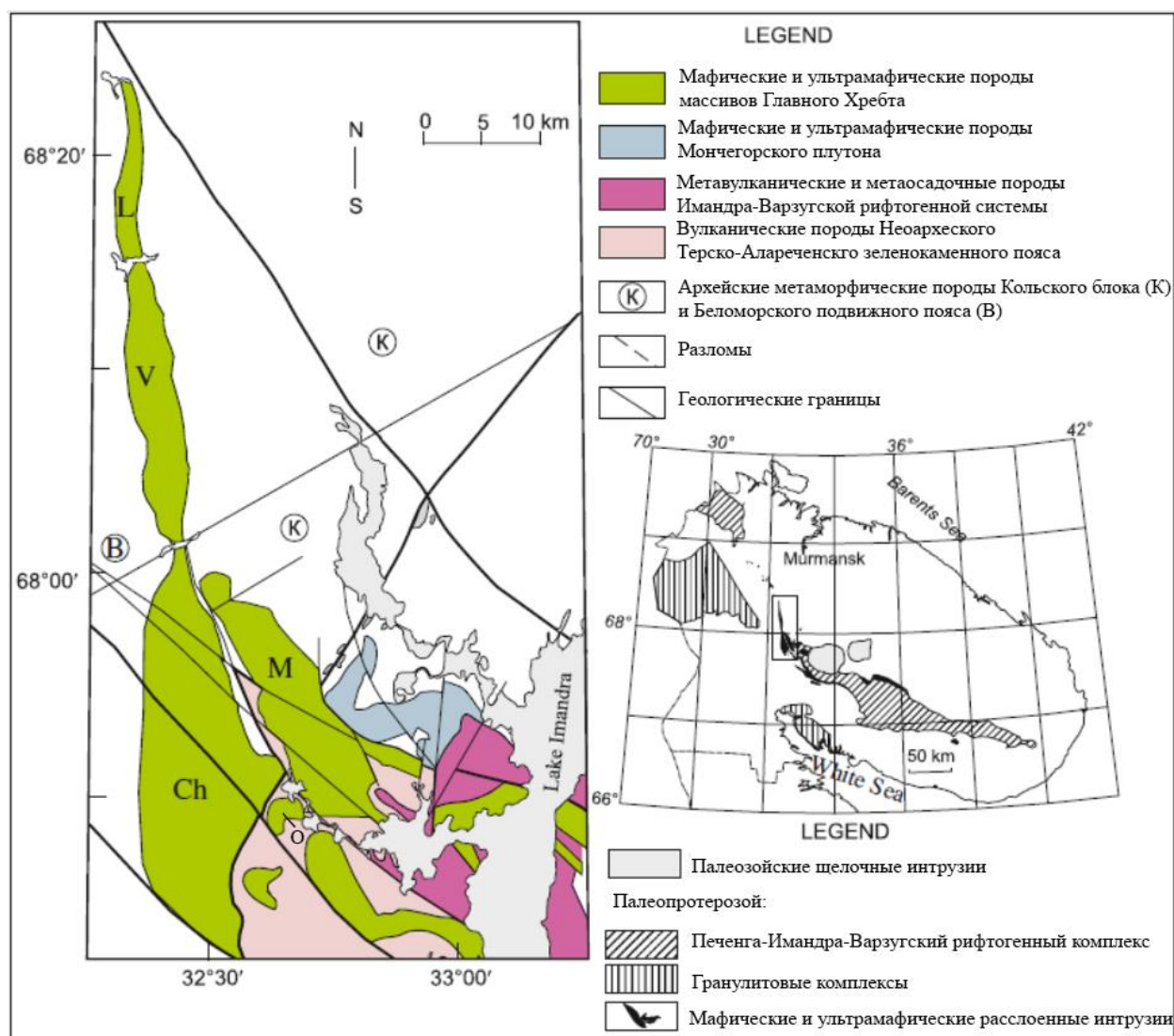


Рис. 3. Геологическая схема Кольского полуострова (справа), детальная геологическая карта Мончегорского комплекса (слева). Массив Главного хребта состоит из: Чуна-тундр (Ch), Монче-тундр (M), Лосе-Медвежьих-тундр (L) и Волчьих-тундр (V). О - Островской массив (Bekker, 2015, с исправлениями)

Комплекс образован двумя прилегающими друг к другу самостоятельными расслоенными интрузивами: мафит-ультрамофитовым Мончегорским плутоном и массивом Монче-Чуна-Волчьих тундр (Главного хребта), преимущественно мафитового состава, разделенными Мончетундровским разломом (рис 4). Возраст Мончеплутона оценен посредством уран-свинцовых датировок и варьирует в пределах 2506—2496 млн лет (Чашин, 2016). Габброиды Мончетундровского массива традиционно принято считать более молодыми по результатам U-Pb датировок Митрофанова (1993) возраст равен  $2453 \pm 4$  млн лет, однако свежие результаты U-Pb датирования дают возраст от  $2521 \pm 8$  до  $2456 \pm 5$  (Баянова, 2010; Нерович, 2014; Смолькин, 2004; Борисенко, 2013) Общая площадь структуры около  $550 \text{ км}^2$  (Шарков, 2006).

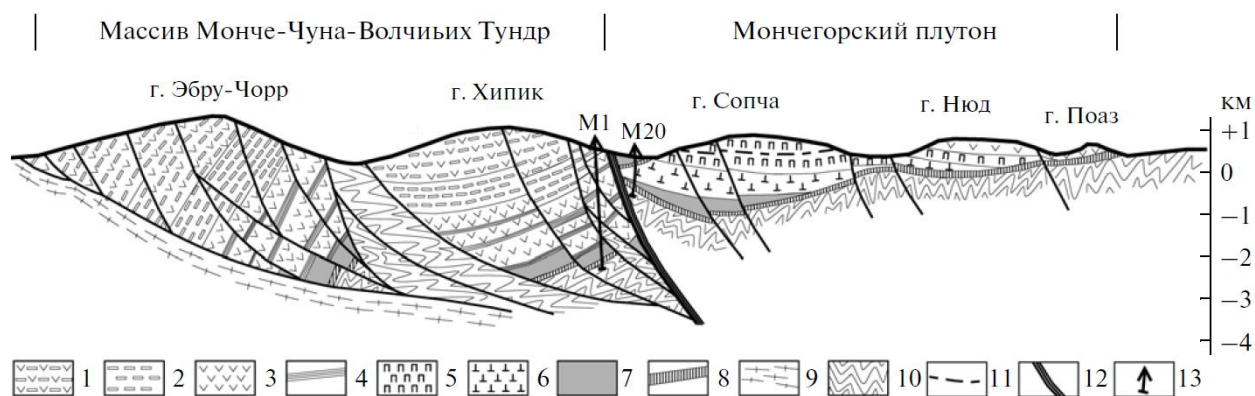


Рис.4. Субширотный разрез Мончегорского комплекса.

1 – крупнозернистые массивные габбронорит-анортозиты (Pl-кумуляты) с прослоями пизжонитовых габбро-норитов; 2 – трахитоидные габбронорит-анортозиты (преимущественно Pl, а также Pl+инвертированные Pig и Pig-Aug-кумуляты); 3 – нерасчлененные нориты и габбро-нориты ((Orx + Pl ± Cpx ± Ol)- кумулаты); 4 – зоны ритмичного переслаивания мафитовых и ультрамафитовых кумулатов, включая дуниты; 5 – преимущественно бронзититы (Orx-кумуляты); 6 – зона ритмичного переслаивания (Ol + Chr)-, (Ol + Orx ± Chr)- и Orx\_кумулятов в Мончегорском плутоне; 7 – (Ol + Chr)-кумуляты (дуниты); 8 – краевые эндоконтактовые зоны интрузивов; 9 – гнейсы и мигматиты Лоттинского блока; 10 – архейские диорито-гнейсы и глиноземистые кристаллические сланцы кольской серии, Центрально-Кольский блок; 11 – “рудный пласт Сопчи”; 12 – Мончетундровский разлом; 13 – положение структурных скважин. (Шарков, Чистяков, 2014)

### ***Геологическое строение Мончегорского плутона***

Мончеплутон представляет собою типичную расслоенную интрузию базит-ультрабазитового состава, содержащую месторождения и рудопроявления разнообразных Cu-Ni сульфидных (жильного, вкапленного и инъекционного типов), хромитовых и платинометалльных (сульфидного и малосульфидного типов) руд магматического генезиса. (Смолькин, 2004)

Мончегорский плутон имеет площадь около 65 км<sup>2</sup>. В плане представляет собой дугу, сложенную из двух ветвей (камер): субширотной, отмеченной на местности горами Сопчуайвенч, Ньюдуайвенч, Поазуайвенч (далее Сопча, Нюд, Поаз) и субмеридиональной, отмеченной горами Ниттис, Кумужья, Травяная (НКТ) (рис.4). Каждая из ветвей плутона имеет симметричное мульдообразное строение, где контакты под углами 20–40° погружаются к осевым частям прогибов дна, а расслоенность ориентирована субгоризонтально (Шарков, 2006).

Северо-восточная камера (массивы НКТ и Сопча) сложена (снизу вверх) кварцсодержащими норитами и габброноритами базальной (или придонной) зоны мощностью 10-100 м, гарцбургитами (100-200 м), чередованием гарцбургитов и ортопироксенитов (250-400 м), ортопироксенитами (300-700 м) с линзами нодулярных хромититов (гора Кумужья) и пластами сульфидоносных дунитов – гарцбургитов мощностью 1-5 м (гора Сопча, горизонт «330»). Общая мощность массива НКТ увеличивается с севера на юг от 200-300 до 800-1000 м, мощность пород в районе горы Сопча составляет 1100-1600 м, что является максимальной для Мончеплутона. (Смолькин, 2004) На северо-восточной части массива развиты основные типы оруденений: жильные сульфидные руды, донная залежь сульфидных руд, распространенные на массивах Травяная-Кумужья-Ниттис, и малосульфидный риф – 330 горизонт, на массива Сопча.

В донной залежи наблюдаются вкрапленные и гнездово-вкрапленные сульфидные руды в плагиоклазсодержащих породах массива Ниттис-Кумужья-Травяная. Основной минеральный состав руд довольно простой: пирротин, пентландит, пирит, халькопирит, магнетит и хромит. (Лялинов, 2000)

Жильное поле приурочено к системе прототектонических нарушений и локализовано в пределах перидотитовой зоны, выклиниваясь как вверх, к основанию пироксенитовой зоны, так и вниз, не доходя до подошвы интрузива 200–300 м, причем сплошные сульфиды часто сменяются габбронорит-пегматитами, которые и образуют их верхнее окончание. В вертикальном разрезе рудное тело сложено единой системой, разделенной на три рудоносных горизонта. Верхний горизонт представлен ЭПГ-Cu-Ni рудами, средний – ЭПГ-Cu, а нижний – инъекционными рудами существенно никелевого

состава (рис. 5). (Чащин, Митрофанов, 2014) К настоящему времени верхние горизонты жильного типа оруденения практически отработаны (рис. 6.1)

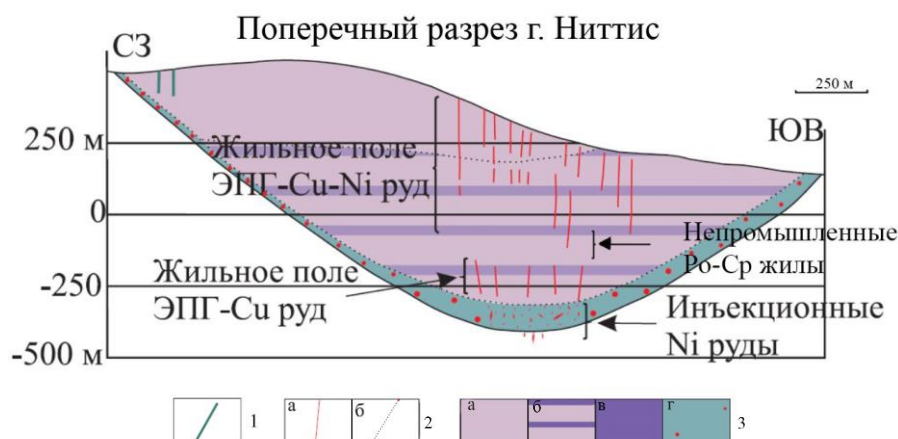


Рис. 5. Поперечный разрез г. Ниттис.

1 – дайки метадолеритов; 2 – (а) Сульфидные жилы, (б) фациальные геологические границы; 3 – (а) ортопироксениты, (б) переслаивание ортопироксенитов и гарцбургитов, (в) гарцбургиты, (г) кварцсодержащие нориты и габбронориты донной зоны и связанная с ними сульфидная минерализация. (Чащин, Митрофанов, 2014, с исправлениями)

Рудный пласт «330», залегая в верхней части толщи ортопироксенитов, прослеживается на дневной поверхности и буровыми скважинами по всему периметру на склонах горы Сопча на высоте 270-330 м (рис. 7). Морфология пласта сложная, на разрезе меридионального направления он характеризуется мультислойной формой (края мульды наклонены к центру под углами 20-30 градусов), а на субширотном разрезе имеет пологое падение на юго-восток. Необычность рудного пласта «330» состоит еще в том, что он имеет тонкую ритмичную расслоенность, которая появляется в относительно монотонном разрезе горы Сопча. Расслоенность, внешне напоминающая слоистость осадочных пород, измеряется первыми сантиметрами и характеризуется чередованием дунитов, гарцбургитов и ортопироксенитов, что отличает ее от более крупной ритмической расслоенности в массивах НКТ. (Смолякин, 2004; Нерадовский, 2002). Оруденение развито в качестве вкрапленности сульфидов. Содержание до 10% в объеме породы. Главные минералы рудной вкрапленности представлены пентландитом, халькопиритом, пирротинном и пиритом (Нерадовский, 2002). Содержания полезных компонентов в руде составляют: Ni – 0.10–0.77 мас. %, Cu – 0.02–0.35 мас. %, Pt до 0.25 г/т, Pd до 1.6 г/т при Pd/Pt = 4, а также присутствуют повышенные содержания Rh до 0.1 г/т (Смолякин, 2004)



Восточная камера массива (Нюд, Поаз, Вурэчуайвенч) сложена в базальной (придонной) части кварцсодержащими габброноритами и норитами мощностью до 50 м, затем меланократовыми норитами с линзами и прослоями оливинсодержащих пород – гарцбургитов и норитов, и в верхней части – мезо- и лейкократовыми норитами и габброноритами. Общая мощность разреза камеры варьирует от 300-400 до 600-800 м. В средней части разреза горы Нюд залегает так называемый «критический» горизонт, насыщенный ксенолитами пироксен-плагиоклазовых и высокоглиноземистых роговиков, частично подвергшихся плавлению. К «критическому горизонту» приурочено сульфидное оруденение массива Нюд, состоящее из 2 частей: Террасы и Нюд-II (рис. 7). Оруденение преимущественно представлено вкрапленным типом сульфидных руд, однако также могут присутствовать прожилково-вкрапленные, прожилковые, гнездовидные (шлировые) и вплоть до сплошных руд, сосредоточенных в нижних частях разреза. Главными рудными минералами являются: пирротин (до 90%), пентландит, халькопирит, магнетит. В сплошных рудах содержание Ni наиболее высокое, и он значительно преобладает над медью (до 50:1), в остальных типах руд нередко преобладает медь. (Горбунов, Папунен, 1985) Средние содержания платиноидов по месторождению составляют: Pt – 0.25 г/т, Pd – 0.70 г/т, при Pd/Pt = 2.8. (Шарков, Чистяков, 2014). На сегодняшний день месторождение отработано (рис. 6.2). На происхождение “критического” горизонта существует две точки зрения. Согласно первой из них, он маркирует кровлю более ранней магматической камеры, перекрытой более поздней камерой норит-габброноритового состава (Смолькин, 2004). Согласно второй гипотезе, он рассматривается в качестве дополнительной интрузивной фазы Мончеплутона (Шарков, 2006; Шарков, Чистяков, 2014).



Рис. 6. (1)Отработанные жилы г. Ниттис, (слева), (2)Карьер Нюд II (справа). Фото: Еременко Е.Г.

Завершают разрез восточной камеры метаморфизованные габбронориты и лейкогаббронортозиты, залегающие в подножье горы Вурэчуайвенч. Они перекрываются слюистой корой выветривания и конгломератами, а затем вулканитами сумийского возраста. (Смолькин, 2004)

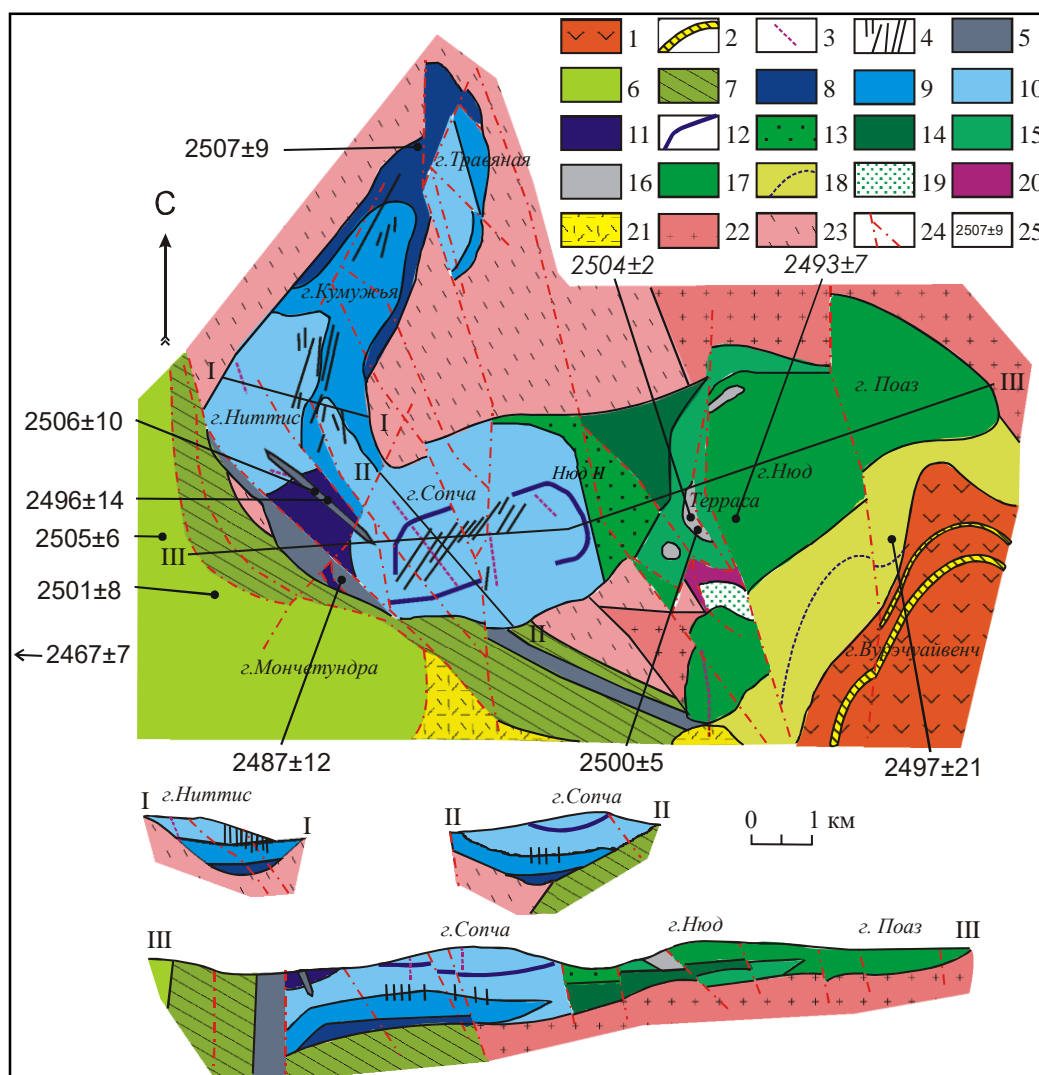


Рис. 7. Схема геологического строения и разрезы Мончеплутона с данными изотопного U-Pb возраста интрузивных пород.

1-2 – метавулканыты (1), кварциты и сланцы (2) кукиинской и сейдореченской свит Имандра-Варзугской зоны; 3 – дайки метадолеритов, лампрофиров; 4 – сульфидные жилы рудных полей НКТ и Сопча; 5 – дайки габбро, меланоноритов, ортопироксенитов; 6 – габбронориты, анортозиты Мончетундровского массива; 7 – бластокатаклазиты по габброидам; 8 – гарцбургиты и породы придонной зоны НКТ; 9 – переслаивание гарцбургитов, оливиновых ортопироксенитов и ортопироксенитов; 10 – ортопироксениты; 11 – дуниты, плагиодуниты и хромититы Дунитового блока; 12 – рудный пласт «330» горы Сопча; 13 – плагиоортопироксениты; 14 – меланонориты; 15 – оливиновые нориты, гарцбургиты; 16 – породы «критического» горизонта горы Нюд; 17 – нориты; 18 – метагаббронориты, габбро и анортозиты предгорья Вурэчуайвенч и платиноносный горизонт; 19 – амфиболлизированные габбро и 20 – диориты 10-й аномалии; 21-23 – вулканыты кислого состава горы Арваренч (21), диориты, гранодиориты (22), биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые и высокоглиноземистые гнейсы, мигматиты (23) архейских комплексов; 24 – тектонические нарушения; 25 – изотопный U-Pb возраст пород по циркону и бадделейту. (Смолякин, 2004)

С юга Мончегорский плутон, вдоль тектонизированного контакта с вулканогенно-осадочными породами палеопротерозойской рифтогенной Имандра-Варзугской структуры, окаймлен полосой сильно измененных габброидов и ультрамафитов, известных в качестве габбро-норитов предгорий горы Вурчуайвенч, Морошкового озера, габбро-10 и участка Южная Сопча, (Шарков, Чистяков 2014). На сегодняшний день положение пород «аномалии габбро-10» до сих пор остается спорным – являются ли они позднеархейскими, представляют собою поздние дифференциаты Мончеплутона или располагаются на восточном фланге Мончетундровского массива. А породы массива Вурчуайвенч принято считать верхней частью общего дифференцированного разреза Мончегорского плутона ввиду близости возраста формирования и непрерывности смены составов от пироксенитов и норитов, слагающих горы Нюд-Поаз, к габброноритам нижней части разреза массива Вурчуайвенч (Смолькин, 2004). Положение Южносопченского массива в разрезе также вызывает полемику среди ученых. Некоторые исследователи считают, что образование массива связано с завершающей магматической фазой формирования Мончеплутона (Кнауф, Гусева, 2010; Иванченко, Давыдов, 2009), а некоторые относят массив к Мончетундровской интрузии (Рундквист, 2012, Чашин, Митрофанов, 2014; Гроховская, 2012)

В породах южного обрамления Мончеплутона развита богатая платнометалльная малосульфидная эпигенетическая минерализация. (Пахалко, 2016)

В зоне сочленения северо-восточной и восточной ветвей массива находится Дунитовый блок размером на плане около 1.5 x 3.0 км (рис. 7). На севере и востоке породы Дунитового блока контактируют с ультраосновными породами Мончеплутона, а на юго-западе – с основными породами Мончетундровского массива, будучи отделенными от них мощной тектонической зоной гранат-амфиболовых бластокатаклазитов и серией крупных дайкообразных тел. Вертикальная мощность Дунитового блока варьирует от 100 до 700 и более м, увеличиваясь на юго-восток. (Чашин, Митрофанов, 2014). К дунитовому блоку приурочено Сопчеозерское стратиформное месторождение хромитов. Хромитовая залежь представлена одним пологопадающим пластом длиной по прослеженной части 1.2 км и шириной от 80 до 225 м. Вертикальная мощность пласта в его головной части составляет 3–10 м. С глубиной мощность постепенно увеличивается, достигая максимальной величины 40 м. Разведанные балансовые запасы хромовой руды промышленных категорий составляют 9.5 млн. т. со средним содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 24 мас. %. По запасам хромовых руд Сопчеозерское месторождение находится на 2 месте в России, уступая только Аганозерскому месторождению Бураковского массива в Карелии (Чашин, Митрофанов, 2014) По своему генезису оно является типичным раннемагматическим



образованием, формирование которого обусловлено массовой кристаллизацией хромита из рудно-магматического расплава ультраосновного состава. (Смолькин, 2004)

В настоящее время вопрос о принадлежности дунитового блока именно к Мончегорскому плутону дискусионен, некоторые исследователи (Шарков, Чистяков 2014) считают, что он является частью массива Главного хребта, пространственно совмещенной с плутоном, Другие же (Смолькин, 2004) склонны считать, что они не являются ксенолитом, ранней или поздней фазой, а представляют собою закономерный член общего разреза Мончеплутона, залегание которых нарушено в результате многократных тектонических подвижек.

В сводном упрощенном разрезе Мончеплутона выделяются следующие зоны: базальная кварц-норит-габброноритовая, гарцбургитовая, гарцбургит-ортопироксенитовая, дунитовая, ортопироксенитовая, норитовая, норит-габброноритовая и габбронорит-анортозитовая (рис. 8). Такое строение плутона объясняется кристаллизационной гравитационно-кинетической дифференциацией мафит-ультрамафитовой магмы (Козлов, 1973) Закономерная смена состава пород от ультраосновных к основным в вертикальном разрезе в ряде случаев нарушается породами дунит-перидотитового пласта среди ортопироксенитов горы Сопча (рудный пласт «330») и «критического» горизонта с оливинсодержащими породами на горе Нюд. (Смолькин, 2004)

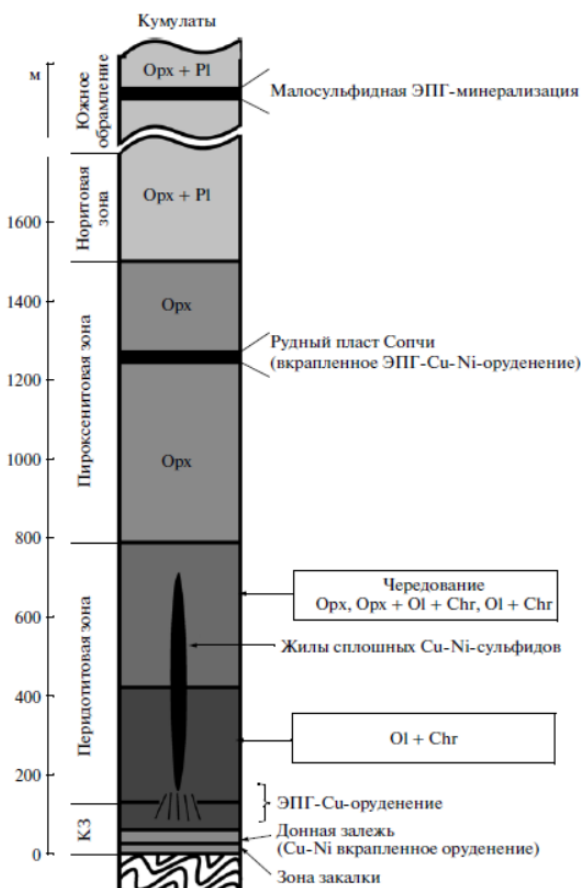


Рис. 8 Сводный разрез Мончегорского плутона (Шарков, Чистяков, 2014)

Породы Мончеплутона пересекаются многочисленными дайками и жилами основных пегматитов, диоритов, долеритов и лампрофиров, а также рудными жильными телами (последние широко известны в районе НКТ и г.Сопча) На горе Ниттис сульфидные жилы часто переходят на глубине в рудно-силикатные пегматиты отвечающие по составу норитам, габброноритам и диоритам (Козлов, 1962).

Мончеплутон пересечен серией сбросо-сдвигов, разбивающих его на блоки, смещенные относительно друг друга на значительные амплитуды (рис. 7). Наиболее крупные сбросы (с запада на восток): в пределах НКТ и Сопчи – Южный, Широтный, Северо-западный, Порфировый и Меридиональный, Северный. Такие сбросы как Широтный, Северо-западный и Порфировый играют важнейшую роль в формировании структуры жильного поля НКТ. Три крупных сброса- Лампрофировый, Центральный и Восточный, разбивают на блоки массив Нюд-Поаз. По геофизическим данным предполагается существование крупного сброса между г.Ниттис и г. Сопча вдоль оз. Сопчъявр. Крупные разрывные нарушения представлены зонами рассланцевания, катаклазирования шириной от 0,5 до 2-3, редко до 7-8 м (Смолькин, 2004).

Мончеплутон, как и большинство других расслоенных интрузий Балтийского щита, дважды подвергался глубокой денудации – в раннепротерозойский период в результате тектонической активизации (около 2.4 млн. лет назад) и в кайнозое в результате ледниковой эрозии. Поэтому правомерно предположить, что верхняя часть общего и частных разрезов Мончеплутона в значительном степени эродирована. (Информационный геологический отчет..., 2001).

## Глава 2. Геохимическое изучение состава руд

Геохимическое изучение состава пород включало в себя изучение особенностей химического состава руд и получение данных о взаимоотношении элементов путем факторного анализа. А так же изучение данных о содержаниях благородных металлов в пробах.

Результаты рентгенофлуорисцентного анализа приведены в (приложении 2). Для разделения проб на типы рудных горизонтов, результаты РФА анализа были обработаны статистически с применением факторного анализа. Для выполнения задачи получилось выделить 2 фактора:

Факторные нагрузки для выборки типов рудных горизонтов; N = 59. Критическое значение корреляции Пирсона: 0,25 при  $p=0,05$ .

$$II_{24,3\%} \frac{Fe0,87 \text{ } Cr0,25}{S0,88 \text{ } Cu0,6 \text{ } Ni0,57}$$

$$III_{12,5\%} \frac{Cu0,7}{Ni0,71 \text{ } S0,26 \text{ } Fe0,25}$$

Первый фактор можно интерпретировать как связь окисленных и не окисленных руд, поскольку при окислении руд происходит выщелачивание S, Cu, Ni с формированием гетитовых горизонтов. Второй фактор позволяет разделить породы на пентландитовые и халькопиритовые руды.

Эти факторы были использованы при составлении графика, который позволил разделить опробованные породы на 3 группы (рис. 9): преимущественно халькопиритовые руды, пентландитовые руды и руды с доминирующими значениями Fe (магнетитовые прожилки, окисленные руды)

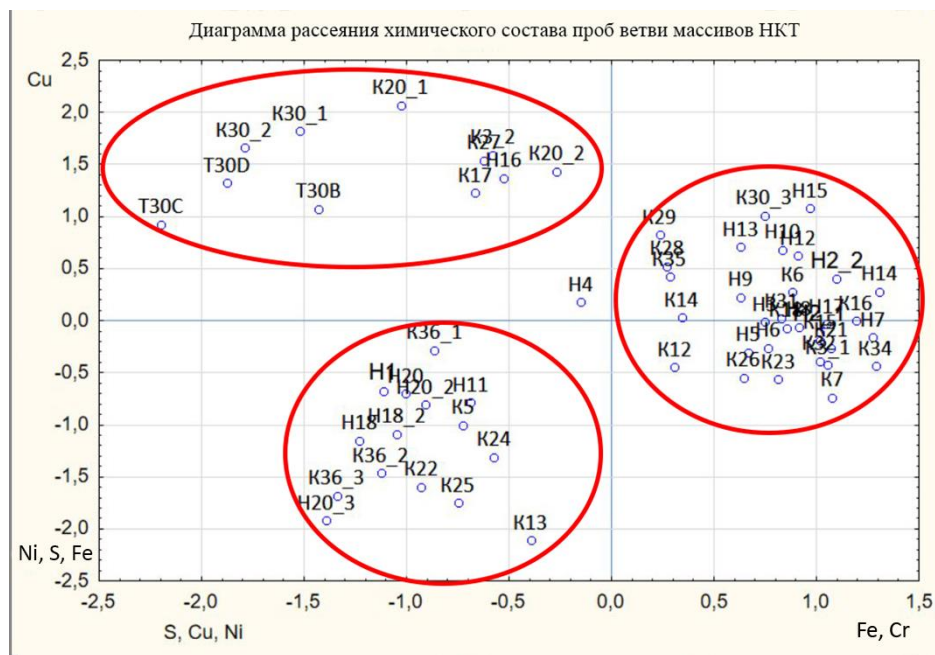


Рис. 9. Диаграмма рассеяния химического состава проб массивов НКТ.

Данные полученного факторного анализа схожи с результатами визуальной разбивки проб по степени измененности пород, окисленные и полуокисленные пробы соответствуют правому флангу диаграммы, неокисленные пробы расположились с левого фланга диаграммы, что доказывает достоверность выделенных групп.

Содержания благородных металлов в пробах получены методом атомной абсорбции. Результат дал высокие содержания ЭПГ+Au (до 30 ppm) и серебра (до 120 ppm) (Приложение 3)

Таблица 1

Таблица корреляции благородных металлов и основных компонентов руд

	Cr2O3	S	Cu	Ni	Pd	Pt	Au	Ag
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	-0,51	-0,56	-0,26	-0,56	-0,40	-0,44	-0,52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		-0,32	-0,26	-0,15	-0,27	-0,24	-0,17	-0,20
S			0,17	0,75	0,21	0,60	0,19	0,12
Cu				-0,15	0,91	0,31	0,75	0,94
Ni					-0,14	0,65	-0,12	-0,19
Pd						0,35	0,81	0,85
Pt							0,21	0,26
Au								0,65

Критическое значение корреляции Пирсона  $r(0.01) = 0,33$

В результате выполнения корреляционного анализа обнаружено:

Высокая положительная корреляционная связь между Cu и Pd, Au, Ag, что может говорить о приуроченности этих элементов к халькопиритовой минерализации. В то же время, Pt имеет высокую положительную корреляционную связь с Ni и S, что говорит, о приоритетной связи минералов платины с пентланитом.

Высокая отрицательная корреляционная связь между Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и основными рудными компонентами (S, Cu, Pd, Pt, Au, Ag) указывает на выщелачивании этих элементов по мере окисления руд в зоне гипергенеза.

Отсутствие высоких корреляционных связей между Pt и Pd, Au, Ag говорит нам о том, что, вероятно, в рудах существует как минимум 2 минералогических ассоциации благородных металлов.

### **Глава 3. Минеральный состав объекта исследований**

#### **Петрографическая характеристика пород массивов Ниттис-Кумудья-Травяная**

В геологическом разрезе массива Ниттис-Кумудья-Травяная выделяют 4 основных петрографических зоны. Верхний интервал массива сложен ортопироксенитами, ниже залегает зона переслаивания ортопироксенитов, оливиновых ортопироксенитов и гарцбургитов. Под зоной переслаивания залегает зона перидотитов. Придонный интервал разреза сложен габбро-норитами (Рутштейн С. Г., 1964)

Для петрографических описаний была использована терминология кумулуса и интеркумулуса, введенная Лоуренсом Вагером (Wager 1939, 1960). Под минералами кумулуса подразумевается совокупность кристаллов ранней стадии кристаллизации, как правило, кристаллы идиоморфные или субидиоморфные, нередко слагающие главный объем пород. Минералы интеркумулуса – продукты кристаллизации, заполняющие пространство между кристаллами кумулуса. Ксеноморфные агрегаты минералов расположены в промежутках между зернами минералов кумулуса.

$\frac{obCr}{минералы \quad минералы}$   
кумулуса    интеркумулуса ,

Где о – оливин, b – ортопироксен, а – клинопироксен, р – плагиоклаз, С – символ, отделяющий кумулузные ассоциации минералов от интеркумулузных.

Изученные препараты охватывают пять петрографических разновидностей пород: гарцбургиты, оливиновые ортопироксениты, ортопироксениты, оливиновые нориты и гипабиссальные дайковые тела. Их можно отнести к трем основным петрографическим зонам: перидотитовой, зону переслаивания ортопироксенитов, оливиновых пироксенитов и перидотитов и зону ортопироксенитов.

**Перидотиты** представлены в 12 шлифах гарцбургитами и плагиоклазсодержащими гарцбургитами. Для данных пород характерна гипидиоморфнозернистая структура, обусловленная различной степенью идиоморфизма оливина и ортопироксена, редко проявлена пойкилитовая структура, обусловленная включениями мелких зерен оливина в ортопироксен. Породы среднезернистые с массивной и редко с такситовой текстурой.

Минеральный состав пород представлен кумулузными кристаллами оливина (40-60%), ортопироксена (50-25%), а так же интеркумулузными единичными зернами плагиоклаза (рис. 10) и рудными минералами (хромитом, пиритом, манетитом) (obCr).

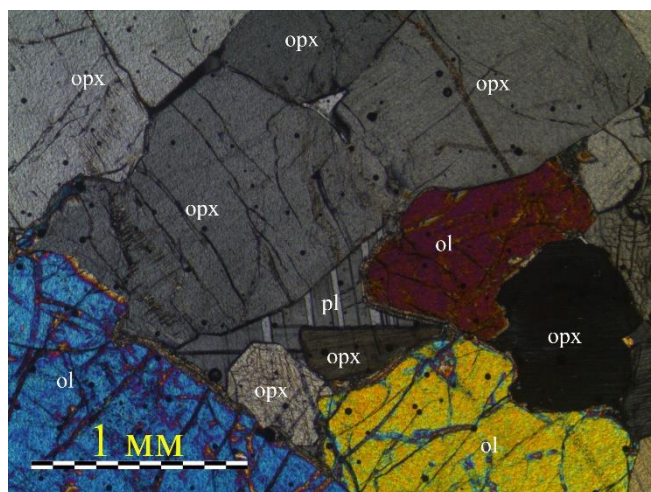


Рис. 10. Шлиф K25, плагио-перидотит; фото с введенным анализатором

Оливин представлен форстеритом ( $(\text{Mg}_{1,81}\text{Fe}_{0,19})_2 [\text{Si}_{1,04}\text{O}_4]$ ) – часто образует идиоморфные зерна округлой и вытянутой формы размером от 0,2 мм до 3 мм. Зерна пересекаются трещинами, по которым развивается серпентин и рудный минеральный агрегат. В плагиоклазсодержащих перидотитах на границе контакта оливина и плагиоклаза не редко развиты келифитовые каемки по краям зерен оливина (рис. 11), замещенные амфиболом, и тальком.

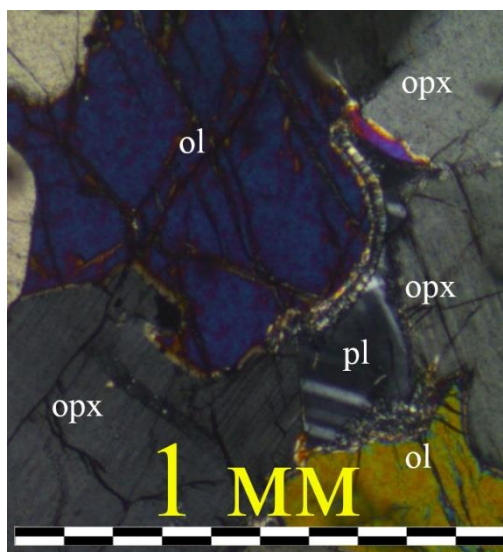


Рис.11. Шлиф K11, келифитовые каемки по оливину; фото с введенным анализатором.

Ортопироксен представлен бронзитом ( $(\text{Mg}_{1,63}\text{Fe}_{0,3}\text{Ca}_{0,07})_2 [\text{Si}_{1,99}\text{Al}_{0,06}\text{O}_6]$ ). Наблюдаются призматические зерна размером от 1 мм до 12 мм. Редко наблюдаются включения зерен оливина в пироксен. В проходящем свете замечен слабый плеохроизм в бурых тонах, характерный для бронзита.

Плагиоклаз располагается в интерстициях между зернами ортопироксена и оливина, образуя единичные зерна неправильной формы размером от 0,2 до 1 мм. Слабо выражено полисинтетическое двойникование (№50-55, лабрадор).

Вторичные минералы представлены серпентином, амфиболом, тальком, кварцем, хлоритом, карбонатом: суммарно от 2 до 50 %.

Серпентин развивается по трещинам оливина, образуя характерную петельчатую структуру. Амфибол развивается по зернам ортопироксена, местами практически полностью замещая их. Также по микротрещинам в породе развивается тонкая смесь талька, карбонатов и амфибола, редко им сопутствуют кварцевые прожилки.

**Оливиновые ортопироксениты** представлены в 22 шлифах, имеют гипидиоморфнозернистую структуру, обусловленную различной степенью идиоморфизма оливина и ортопироксена, в некоторых шлифах проявлена пойкилитовая структура, обусловленная включениями мелких зерен оливина в ортопироксен (рис. 12). Порода среднезернистая с массивной текстурой. Минеральный состав пород представлен кумулатами оливина (30-2%), ортопироксена (95-45%), а так же акцессорными единичными интеркумулусными зернами плагиоклаза, реликтами клинопироксена и рудными минералами (boCpa),

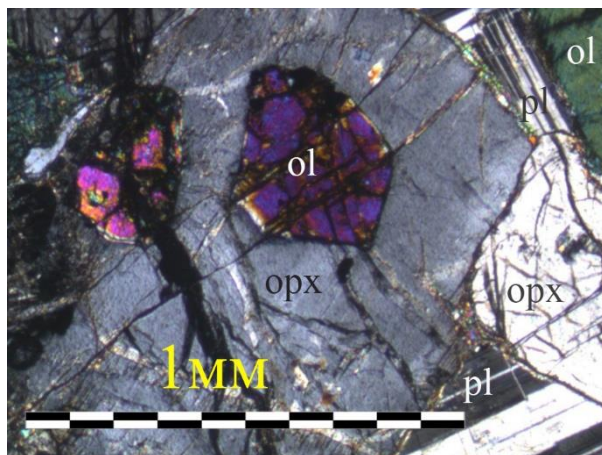


Рис. 12. Шлиф T4, пойкилитовая структура; фото с введенным анализатором.

Оливин представлен форстеритом ( $(\text{Mg}_{1,77}\text{Fe}_{0,23})_2 [\text{Si}_{1,04}\text{O}_4]$ ), зерна размером от 0,2 до 1,5 мм. По трещинам развивается серпентин, в плагио оливиновых пироксенитах, как и в перидотитах, развиты келифитовые каемки.



Ортопироксен по составу соответствует бронзиту  $((\text{Mg}_{1,57}\text{Fe}_{0,33}\text{Ca}_{0,04})_{1,94}[\text{Si}_{2,04}\text{Al}_{0,07}\text{O}_6])$ . Представлен изометричными удлиненными кристаллами размером от 0,2 мм до 10 мм. Хорошо заметны структуры распада параллельные удлинению призмы (рис. 13).

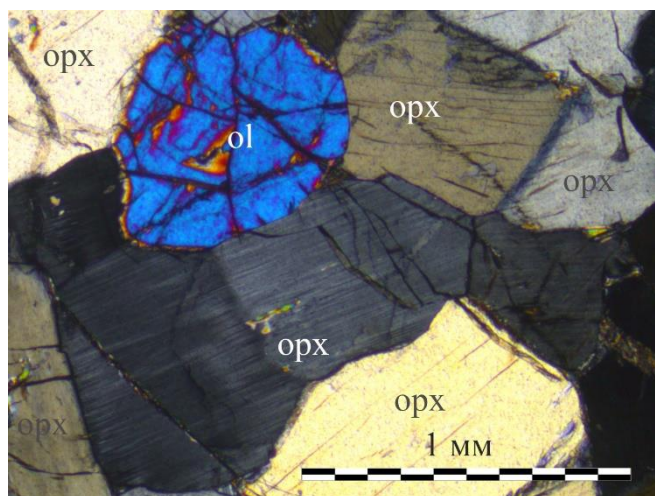


Рис. 13. Шлиф H17, оливиновый ортопироксенит, структуры распада ортопироксена; фото с введенным анализатором.

Плагиоклаз располагается в интерстициях между зернами ортопироксена, образуя единичные зерна неправильной формы размером от 0,2 до 0,4 мм. Слабо выражено полисинтетическое двойникование (№45-55, лабрадор). Так же в интерстициях редко проявлен моноклинный пироксен, как правило, амфиболизирован.

Рудные минералы распределены по породе равномерно (от ед. зерен до 3%). Представлены идиоморфными зернами хромита, магнетита и ксеноморфными зернами пирита, располагающихся в интерстициях кумулусных минералов (рис. 14).

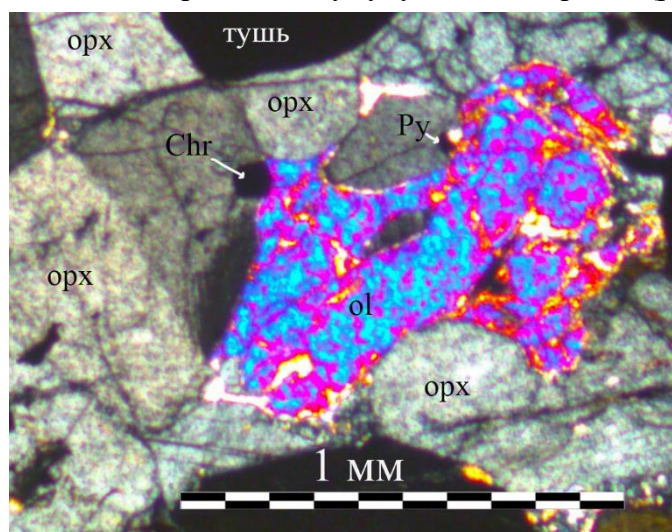


Рис. 14. Шлиф K11, оливиновый ортопироксенит с включениями рудных минералов; фото с введенным анализатором.

Вторичные минералы представлены серпентином, тальком, хлоритом, амфиболом, карбонатом.



**Ортопироксениты** представлены в 10 шлифах. Для этих пород характерна гипидиоморфнозернистая структура, так же местами панидиоморфнозернистая структура, обусловленная одинаковым изоморфизмом зерен ортопироксена. Порода средне- и мелкозернистая, текстура – массивная. Минеральный состав: ортопироксенитовые кумалаты (95-50 %), единичные зерна интеркумулусных плагиоклаза и клинопироксена (bCpa).

Ортопироксен представлен бронзитом ( $\text{Mg}_{1,51}\text{Fe}_{0,46}\text{Ca}_{0,09}\text{Si}_{2,07}\text{Al}_{0,08}\text{O}_6$ ). Зерна образуют кристаллы разной степени идиоморфизма: от неправильной формы до таблитчатой. Размер зерен колеблется от 0,6 мм до 4 мм, с преобладающим 1,6 мм. Наблюдается слабый плеохроизм в буроватых тонах, характерный для бронзита.

Плагиоклаз формирует единичные ксеноморфные агрегаты, занимающие пространство между зернами пироксенов, размером 0,1-0,3 мм. Наблюдаются полисинтетические двойники (№ 40-50, андезин)

Клинопироксен представлен единичными крупными зернами до 5 мм, часто полностью замещенными амфиболом – тремолитом ( $\text{Ca}_{2,13}(\text{Mg}_{4,09}\text{Fe}_{0,41}\text{Na}_{0,26}\text{Al}_{0,16}\text{Cr}_{0,13})_{1,94}[\text{Si}_{7,63}\text{Al}_{0,37}\text{O}_{22}]$ ). (рис. 15). Минерал занимает интерстиции между зернами ортопироксена.

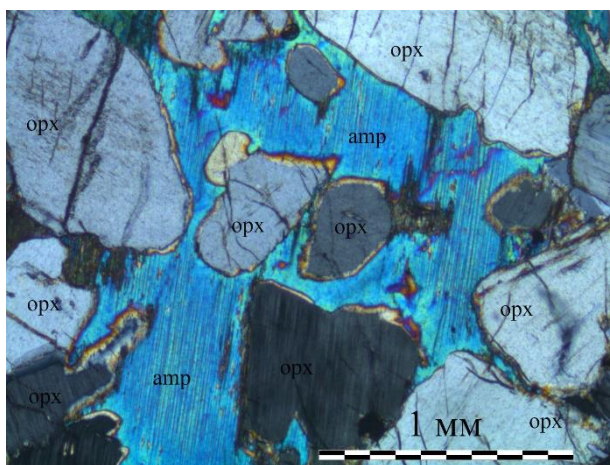


Рис. 15. Шлиф T1, тремолит в ортопироксените; фото с введенным анализатором.

Вторичные минералы: амфибол, замещает ортопироксен и клинопироксен, тальк – вторичный минерал, интенсивно замещает зерна ортопироксена по краям, образуя зернистые массы.

**Оливиновый норит** представлен в 1 шлифе. Содержание оливина – 35%, ортопироксена – 25%, плагиоклаза – 40%. Для породы характерна гипидиоморфнозернистая структура, текстура массивная. К кумулульным минералам относятся оливин, размером до 2 мм и ортопироксен (до 2,5 мм), крупные кристаллы плагиоклаза (до 3 мм) занимают положение в интерстициях между кумулульными зернами (рис. 16) (obCp).

Согласно (Елисеев; 1956) нориты могут быть встречены в качестве прослоев в зоне переслаивания перидотитов, ортопироксенитов и ol-ортопироксенитов.

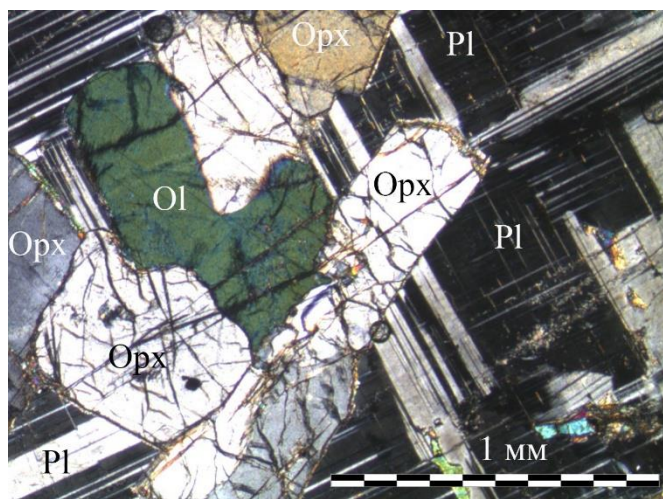


Рис 16. Шлиф Т4, норит; фото с введенным анализатором.

**Дайковые тела** представлены в 4х шлифах двумя типами пород: долериты и пикробазальты. Породы черного цвета, массивной текстуры.

Для долеритов характерна долеритовая структура, обусловленная крупными удлиненно-призматическими лейстами плагиоклаза и ксеноморфными зернами моноклинного пироксена. Мелко- тонкозернистая основная масса породы представлена смесью вулканического стекла, согласно (петрографический кодекс, 2008) состав соответствует среднему составу (табл. 2), и микролитами плагиоклаза, содержащая крупные (до 2 мм) вкрапленники плагиоклаза ( $\text{Ca}_{0,51}\text{Na}_{0,38}\text{K}_{0,07}\text{Fe}_{0,08}$ )[ $\text{Si}_{2,47}\text{Al}_{1,49}\text{O}_8$ ] и клинопироксена, а также рудного минерала (хромита) ( $\text{p}_1\text{Cr}_{2a}$ ).

Плагиоклаз представлен сростками полисинтетических двойников (№50, лабрадор), подвержен сосюритизации с образованием кристаллов цоизита (рис. 17).

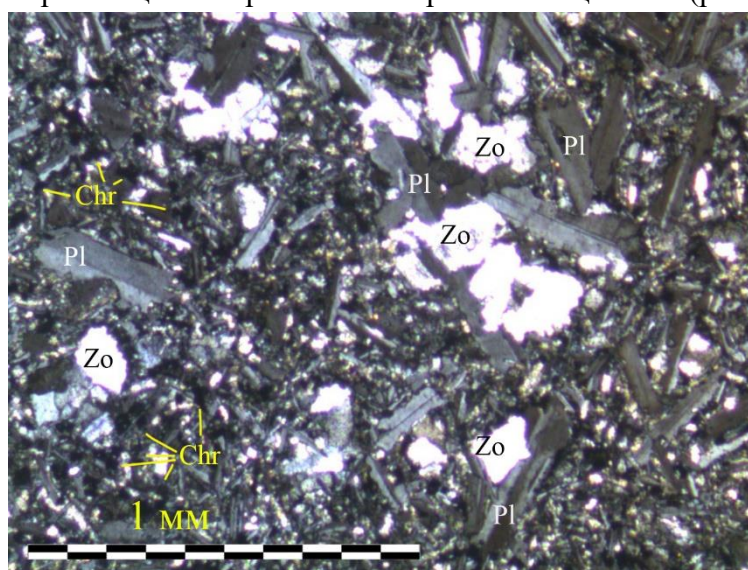


Рис. 17. Шлиф К2, долерит; фото с введенным анализатором.

Для пикробазальтов характерна порфировидная структура, обусловленная порфировыми вкрапленниками оливина, в тонкозернистой вмещающей массе вулканического стекла. Основная масса представлена вулканическим стеклом, согласно (петрографический кодекс, 2010) состав соответствует основному составу (табл. 2), крупными вкрапленниками (до 0,4 мм) зерен оливина и мелкими идиоморфными зернами хромита (oCvg).

Контакт с вмещающими породами ровный, вторичных изменений по контакту не наблюдается (рис. 18).

Таблица 2

*Состав вулканического стекла в дайковых телах; состав в w.%*

№ шлифа; порода	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
К2 Долерит	55.131	6.653	11.978	8.642	15.227	1.463	0.479
К33 Пикробазальт	49.961	14.204	15.786	11.048	7.261	1.740	

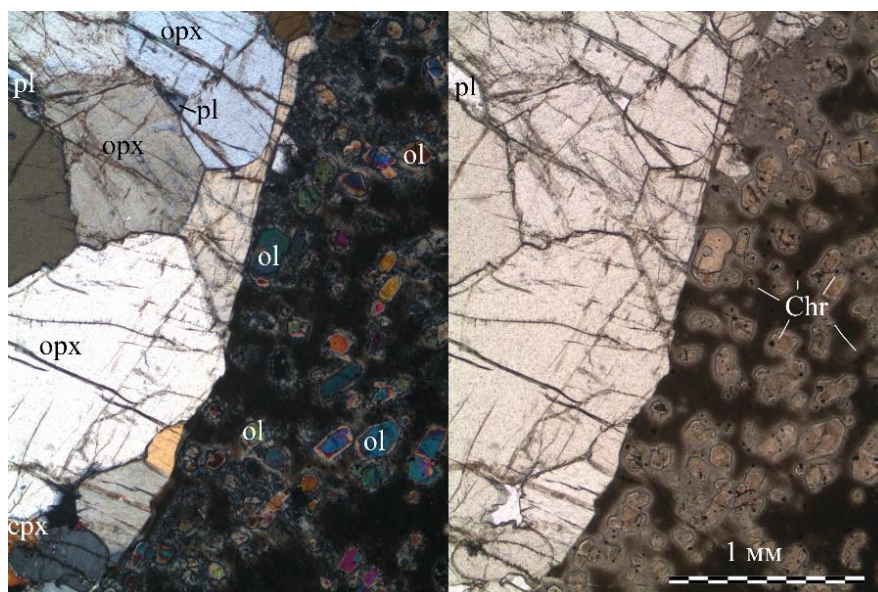


Рис. 18. Шлиф К33; контакт ортопироксенов и дайки. Слева – с введенным анализатором, справа – без анализатора.

Для петрографических описаний была использована следующая литература: (Трегер, 1980; Лодочников, 1974; Саранчина, 1998). Аббревиатуры минералов: (Whithey, 2010). Расчет формул минералов проводился с использованием: (Булах, 2014).

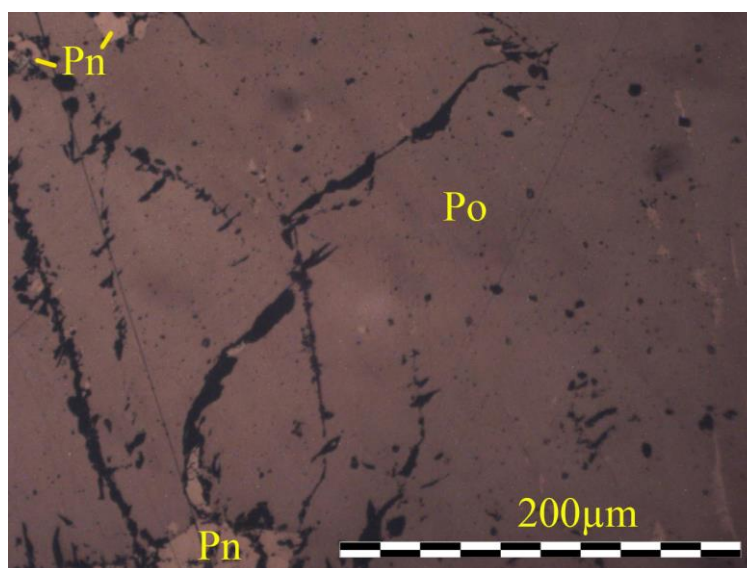


### ***Минералогическая характеристика рудных жил Ниттис-Кумужья-Травяная***

При написании данной главы были приняты следующие сокращения: Po – пирротин, Py – пирит, Mag – магнетит, Pn – пентландит, Csp – халькопирит, Gp – галенит, Mol – молибденит (Whitney, 2010), Viol – виоларит, Mon – мончеит. Для определения минералов использовано учебное пособие (Исаенко, 1986)

По результатам минерагрофического и электронномикроскопического изучения аншлифов и гравитационных концентратов установлено следующее: для руд характерна следующая минералогическая ассоциация: породообразующие минералы: пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, пирит; второстепенные минералы: виоларит, гетит, галенит, молибденит.

Пирротин ( $\text{Fe}_{0.82}\text{S}$ ) является самым распространенным минералом и в изученных препаратах занимает до 80% поверхности аншлифа. Образует крупные агрегаты, размером до нескольких миллиметров. Пирротин гексагональный, не магнитный (рис. 19). Содержит в себе включения минералов: пентландита, магнетита, минералов платиновой группы. Замещается валлериитом.



*Рис. 19. Препарат при магнитометрическом исследовании, аншлиф Н5б. Фото сделано без введенного анализатора.*

Пентландит  $((\text{Fe}_{4.04}\text{Ni}_{4.2})_{8.24}\text{S}_8 - (\text{Fe}_{3.95}\text{Ni}_{4.26}\text{Co}_{0.23})_{8.44}\text{S}_8)$  в препаратах занимает 5-15%. В составе может присутствовать изоморфная примесь Co (до 1,8 w.%). Представлен крупными линзовидными скоплениями более мелких зерен (рис. 20). Размер зерен до 1,5 мм. Присутствует не во всех аншлифах. Замещается виоларитом (рис. 23)

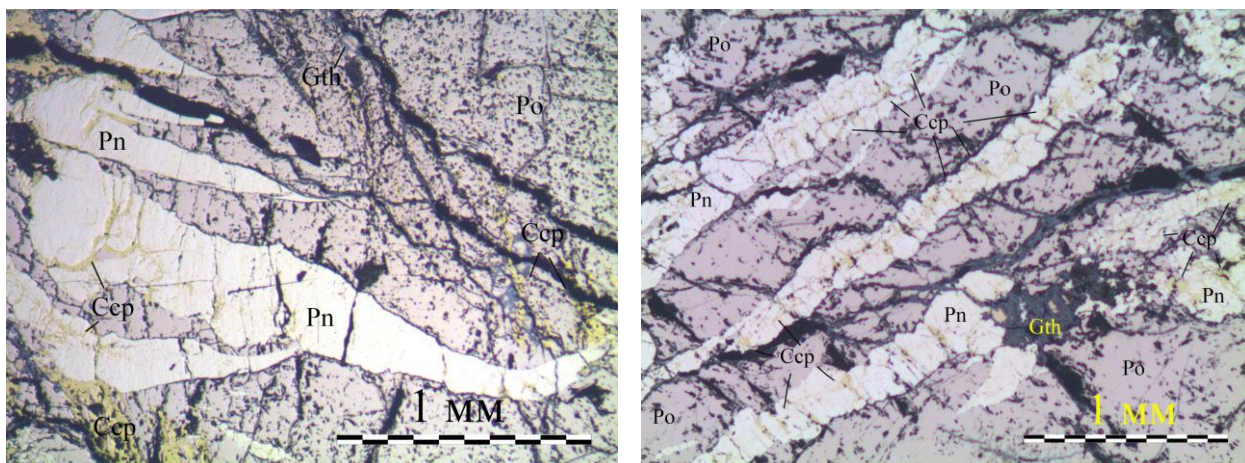


Рис. 20. Анилиф H4, фото без введенного анализатора.

Халькопирит ( $\text{Cu}_{1,15}\text{Fe}_{0,94}\text{S}_2$ ) присутствует повсеместно (до 10%), представлен в виде тонких прожилков, а так же зерен размером до 1,5 мм. В некоторых препаратах доминирует над остальными минералами, образуя с магнетитом массивные магнетит-халькопиритовые руды. Размер зерен в массивных рудах достигает 5 мм (рис. 21).

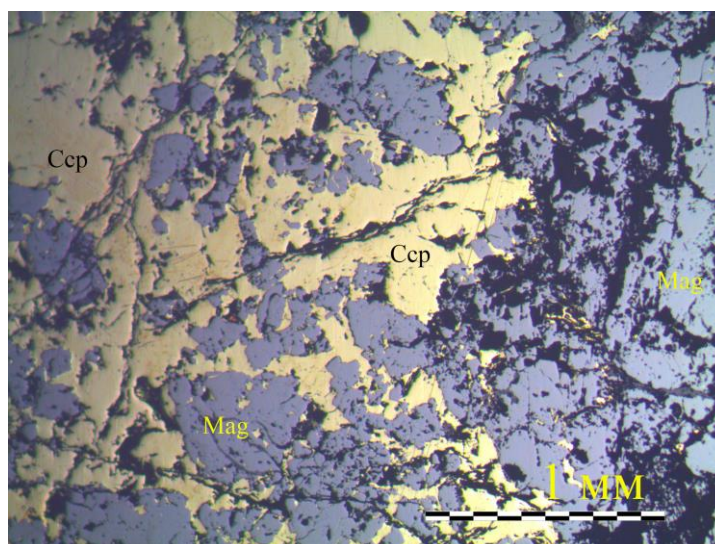


Рис. 21. Анилиф H9, фото без введенного анализатора.

Магнетит представлен крупными зернами, размером до 2 мм, самые крупные кристаллы в магнетит-халькопиритовых массивных рудах (рис. 21). В составе магнетита может присутствовать хром (до 1 w.%).

Пирит ( $\text{Fe}_{0,94}\text{S}_2$ ) в рудах присутствует в незначительном количестве (до 1% объема породы). Формирует секущие прожилки по пирротитовым рудам. Мощность прожилков достигает 100  $\mu\text{m}$  (рис. 22).



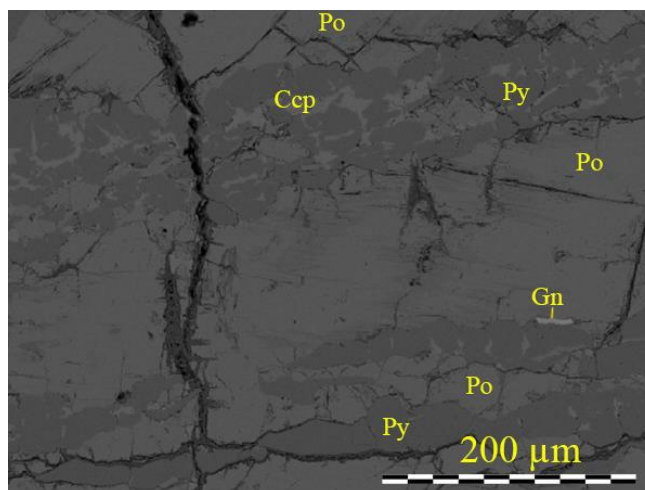


Рис. 22. Анилиф Н2. Пиритовые прожилки и галенит в пирротиновых рудах. РЭМ-изображение

Галенит встречается в виде единичных зерен на границе пиритового прожилка (рис. 22), а так же в гравитационных концентратах. Размер зерен не превышает 30  $\mu\text{m}$ .

Виоларит образует тонкие пластинчатые сростания, замещая пентландит и гексагональный пирротин (рис. 23). Содержание в породе – до нескольких процентов.

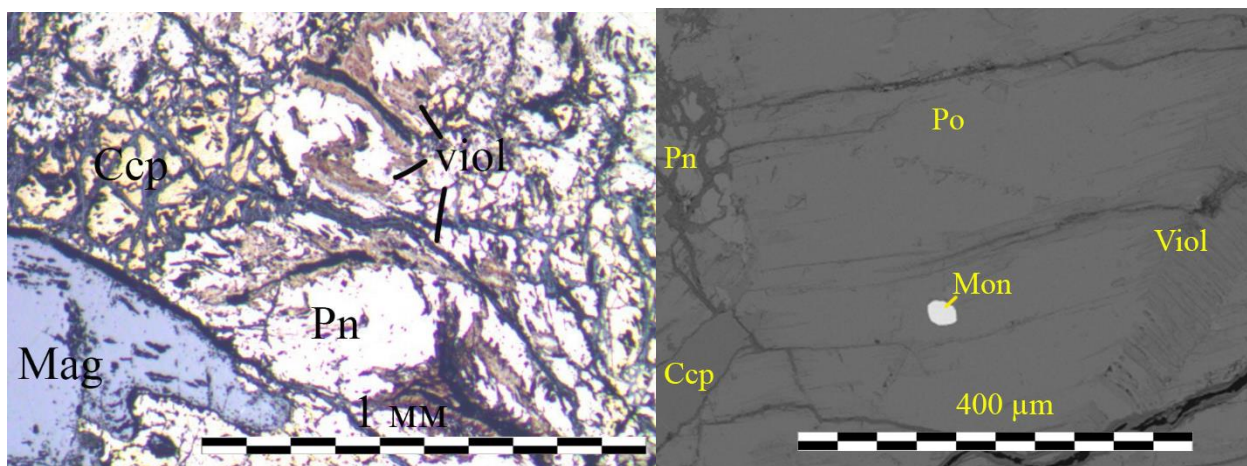


Рис 23. Слева: Развитие вилиорита по пентландиту, анилиф Н4; фото без введенного анализатора. Справа: развитие вилиорита по пирротину, анилиф Н2, РЭМ-изображение.

Молибденит ( $\text{Mo}_{1,02}\text{S}_2$ ), встречен в качестве единичного зерна в гравитационном концентрате пробы Н2. Размер зерна 40  $\mu\text{m}$  (рис. 24).



Рис. 24. Молибденит, гравитационный концентрат Н2. РЭМ-изображение.

Гетит – развивается по мере окисления первичных руд (рис. 25), вплоть до полного замещения первичных сульфидов (рис. 26).

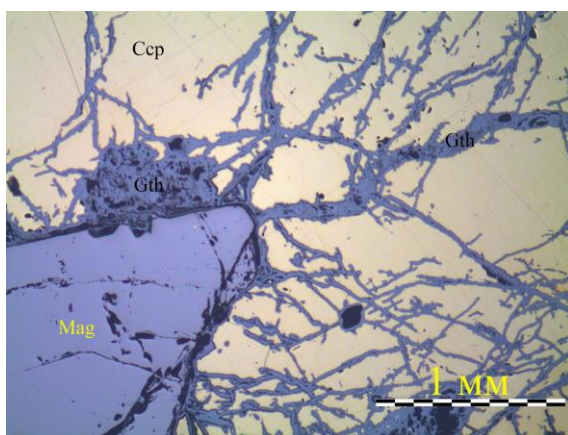


Рис. 25. формирование гетита по халькопириту K20/1, фото без введенного анализатора.

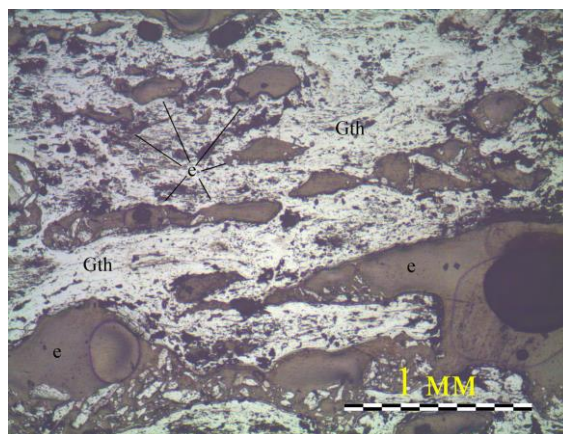


Рис. 26. Вторичная гетитовая минерализация, анишлиф n12. фото без введенного анализатора. Значком (e) обозначена эпоксидная смола.

В окисленных рудах так же развиты малахит и азурит (рис. 27). Реагируют на соляную кислоту.



Рис. 27. Образцы малахита(слева), азурита (справа); г. Кумужья.

Последовательность минералообразования: I магнетит → II пентландит → МПГ → пирротин → халькопирит → пирит → галенит, молибденит → III виоларит → гетит → малахит, азурит.

### **Благороднометалльная минерализация сульфидных жил массивов Ниттис-Кумужья-Травяная**

При написании данной главы были приняты следующие сокращения: Mon – мончеит, Sp – сперрилит, Kot – котульскит, Mer – меренскит, Mich – майчнерит, Sob – соболевскит, Plv – паоловит, Hs – гессит, Fr – фрудит, Nig – ниглиит, Fe-Pt – ферроплатиновые сплавы, Po – пирротин, Pn – пентландит, Viol – виоларит.

Изученные минералы благородных можно разделить на 4 группы: минералы из зоны Cu-Ni-PGE горизонтов руд, Cu-PGE, руды нижних горизонтов жил г. Травяная и реликты МПГ в окисленных рудах (табл. 3). Реликты МПГ в окисленных рудах описаны в главе 4.

Таблица 3

*Распространенность минералов благородных металлов  
в зависимости от типа рудной пробы*

Минерал	Cu-PGE	Cu-Ni-PGE	Руды нижних горизонтов жил г. Травяная	Реликты в окисленных рудах
Мончеит	+++	++	++	++
Сперрилит	++	+	+	+++
Котульскит	+	++		++
Меренскит	++	+++	+++	
Майчнерит	+	+++	++	
Соболевскит	+	+		+
Паоловит	++			+
Гессит	+		+++	
Ниглиит	+		++	
Кейтконнит				++
Фрудит			+++	
Акантит		+	+	++
Электрум				+
FePt-сплавы		+		
Изоферроплатина		+		
PdO				+
Скаегаардит				+
Штроейерит				+
Ирарсит*	+			
Холлингвортит*	+			
Аргентопентландит*	+			
Самородные золото и серебро*	+			
Станнопаладинит**		+		

+++ - широкая распространенность минерала;

++ - второстепенный минерал;

+

\* отмечены минералы из магистерской диссертации (Лялинов, 2000)

\*\* отмечены минералы из публикации (Grokhovskaya, 2003)



**Мончеит** ( $\text{Pt}_{0,91}(\text{Te}_{1,52}\text{Bi}_{0,48})_2 - \text{Pt}_{1,04}(\text{Te}_{1,6}\text{Bi}_{0,4})_2$ ) проявлен во всех типах рудных проб. В медно-платиновых разновидностях руд этот минерал доминирует по количеству над другими минералами, в окисленных рудах представлен в виде реликтов, часто по краям зерен развита смесь железо-кислородных и Pt-Te-Bi фаз. В аншлифах проявлен в виде гипидиоморфных и ксеноморфных зерен (рис. 28), расположен как в межзерновом пространстве между магнетитом и халькопиритом, так и в виде включений в пирротин, в гравитационном концентрате представлен в виде оскольчатых обломков зерен. Размер зерен достигает 50  $\mu\text{m}$ . Возможны изоморфные включения палладия (до 3 w. %) ( $\text{Pt}_{0,81}\text{Pd}_{0,13}$ ) $_{0,94}(\text{Te}_{1,72}\text{Bi}_{0,28})_2$  и никеля до (2 w.%).

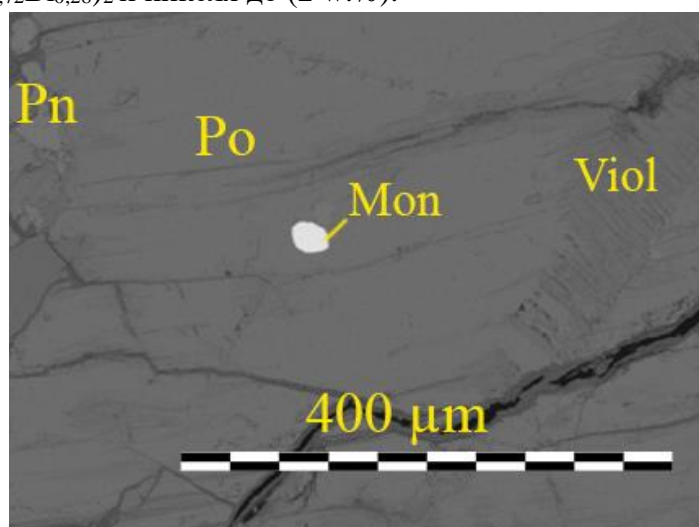


Рис. 28. Анишиф H2, зерно мончеита (Mon) в пирротине (Po), (Pn) – пентландит, (Viol) – виоларит; РЭМ-изображение.

**Сперрилит** ( $\text{PtAs}_2$ ) представляет собой оскольчатые изометрические зерна и идиоморфные кристаллы (рис. 29), размером до 200  $\mu\text{m}$ , в среднем размер составляет около 30-50  $\mu\text{m}$ . В составе минерала могут присутствовать примеси серы (до 0,36 w. %) и родия (до 0,59 w.%) – ( $\text{Pt}_{0,992}\text{Rh}_{0,008}$ ) ( $\text{As}_{0,98}\text{S}_{0,02}$ ) $_2$ . Развиг во всех изученных пробах.

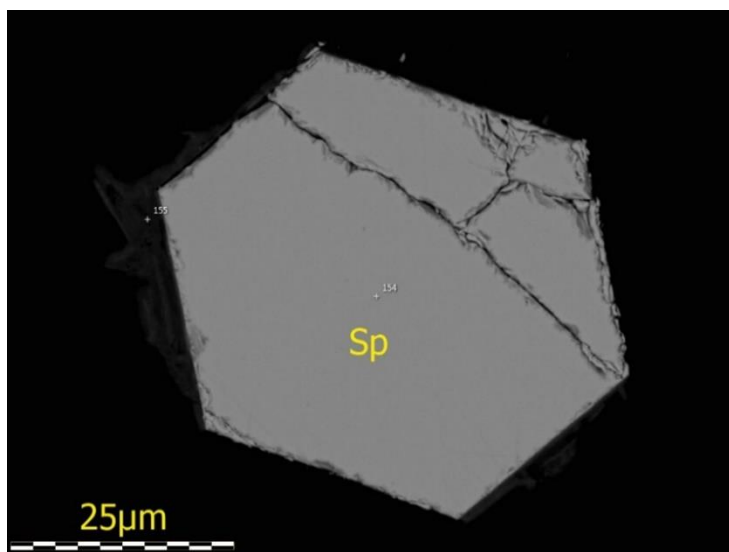


Рис. 29. Обр. K28, кристалл сперрилита (Sp); РЭМ-изображение

**Котульскит** ( $\text{Pd}_{0,96}(\text{Te}_{0,59}\text{Bi}_{0,41}) - \text{Pd}(\text{Te}_{0,56}\text{Bi}_{0,44})$ ). Представлен зернами размером до 40  $\mu\text{m}$ . Встречен во всех типах проб. Встречается как в виде самостоятельных агрегатов, так и в виде сростков с майченеритом и меренскитом (рис. 30). Возможны изоморфные включения платины (до 2,6 w.%) ( $\text{Pd}_{0,94}\text{Pt}_{0,04}(\text{Te}_{0,77}\text{Bi}_{0,23})$ )

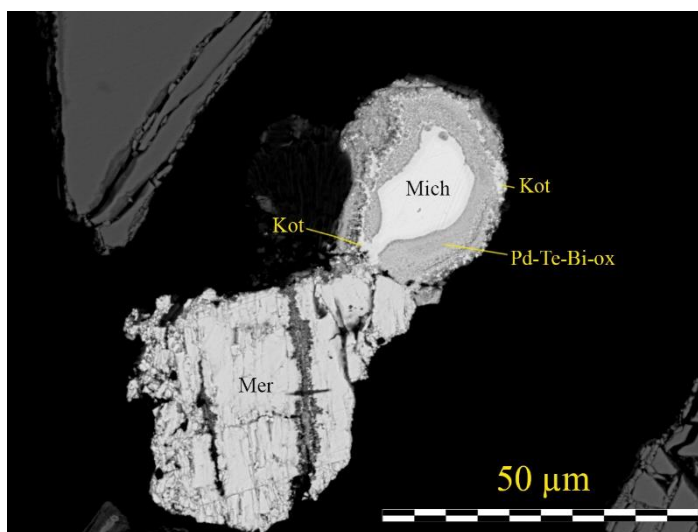


Рис. 30. Обр. H18/2, сросток зерен котульскита (Kot), майченерита (Mich) и меренскита (Mer), по майченериту развиваются окисленные фазы (Pd-Te-Bi-Ox); РЭМ-изображение.

**Меренскит** ( $\text{Pd}_{1,02}(\text{Te}_{1,67}\text{Bi}_{0,33})_2$ ) Представлен в Cu-PGE и Cu-Ni-PGE типах руд зернами размером до 70  $\mu\text{m}$ , в среднем около 30  $\mu\text{m}$ . Встречается как в виде самостоятельных агрегатов, так и в виде сростков с майченеритом (рис. 31) и котульскитом (рис. 30). Возможны изоморфные включения платины (до 17 w.%) ( $(\text{Pd}_{0,62}\text{Pt}_{0,27})_{0,99}(\text{Te}_{1,73}\text{Bi}_{0,27})_2$ ) и никеля (до 3 w.%) ( $(\text{Pd}_{0,8}\text{Ni}_{0,2})(\text{Te}_{1,77}\text{Bi}_{0,23})_2$ ).

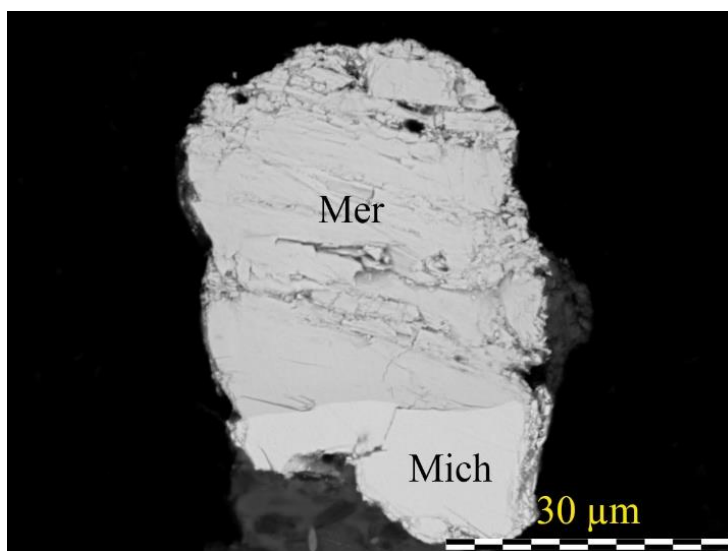


Рис. 31. Обр. H20, сросток зерен майченерита (Mich) и меренскита (Mer); РЭМ-изображение.

**Майчнерит** ( $\text{Pd}_{1,03}\text{Te}_{0,99}\text{Bi}_{0,97}$ ) встречен только в рудах пентландит-пирротинового состава. Представлен гипидиоморфными и ксеноморфными зернами размером до 70  $\mu\text{m}$  (рис. 32). Возможны изоморфные включения платины в состав (до 3,3 w.%) ( $(\text{Pd}_{0,96}\text{Pt}_{0,07})_{1,03}(\text{Te}_{1,01}\text{Bi}_{0,94})$ ). Встречается как в виде самостоятельных зерен, так и в сростаниях с меренскитом (рис. 31) и котульскитом. В пробах из зоны гипергенеза часто переходит в тонкодисперсные кислородсодержащие агрегаты (рис. 30).

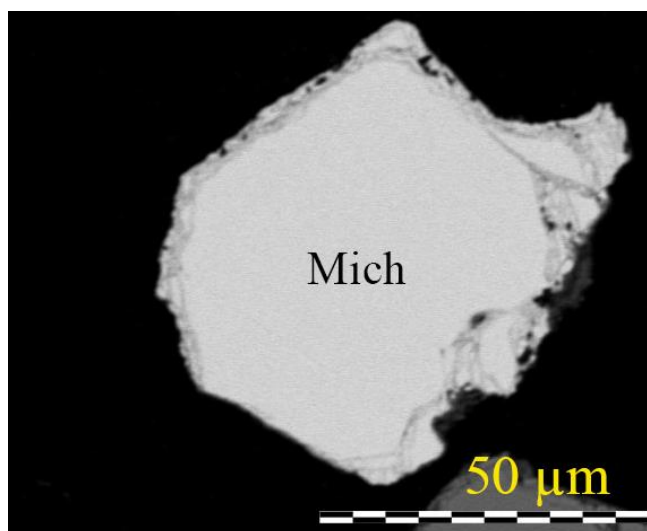


Рис. 32. Обр. H20, зерно майчнерита (Mich); РЭМ-изображение.

**Соболевскит** ( $\text{Pd}_{1,08}(\text{Bi}_{0,75}\text{Te}_{0,25})$ ) встречается во всех типах руд, по 1-2 зерна, в аншлифах располагается в межзерновом пространстве на границе магнетита и халькопирита в Cu-PGE рудах, в Cu-Ni-PGE рудах расположен в виде включений в пирротин. Размер зерен несколько  $\mu\text{m}$ , редко до 15  $\mu\text{m}$  (рис. 33).

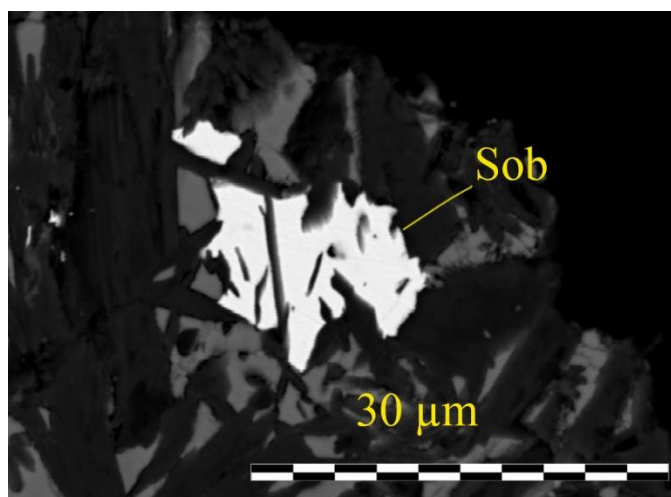


Рис. 33. обр. H16, Зерно соболевскита (Sob) в гравитационном концентрате. РЭМ-изображение.

**Паоловит** ( $\text{Pd}_{2,13}\text{Sn}$ ) встречен в виде единичных зерен в Cu-PGE рудах, а так же распространен в окисленных типах руд (рис. 34). Размер зерен достигает  $100\text{ }\mu\text{m}$ , редко встречаются сростки с неизвестной фазой Pt-Te-Sn состава ( $\text{Pt}_{0.95}\text{Pd}_{0.09}\text{Sn}_{1.04}\text{Te}_{0.92}$ ) (табл. 4).

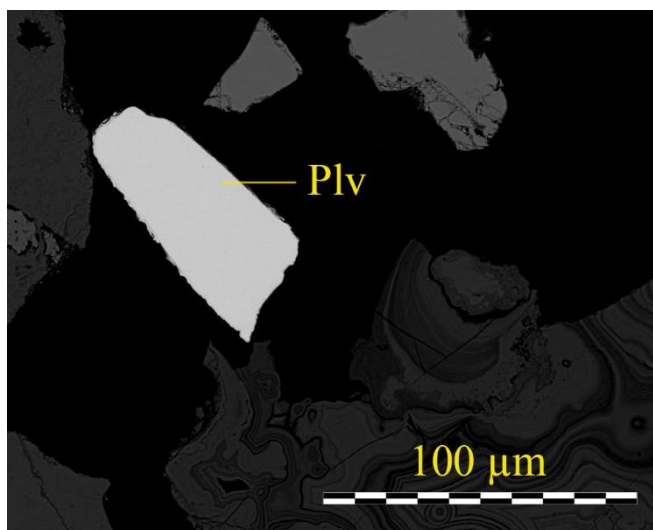


Рис. 34. Обр. H10, Зерно паоловита (Plv) в гравитационном концентрате. РЭМ-изображение.

Таблица 4

Состав фаз паоловита и включений в гравитационном концентрате, проба H13, ат. %

Atomic %	Pd	Sn	Te	Pt
Pt-Te-Sn фаза	3,03	34,52	30,65	31,83
Паоловит	68,06	31,95		

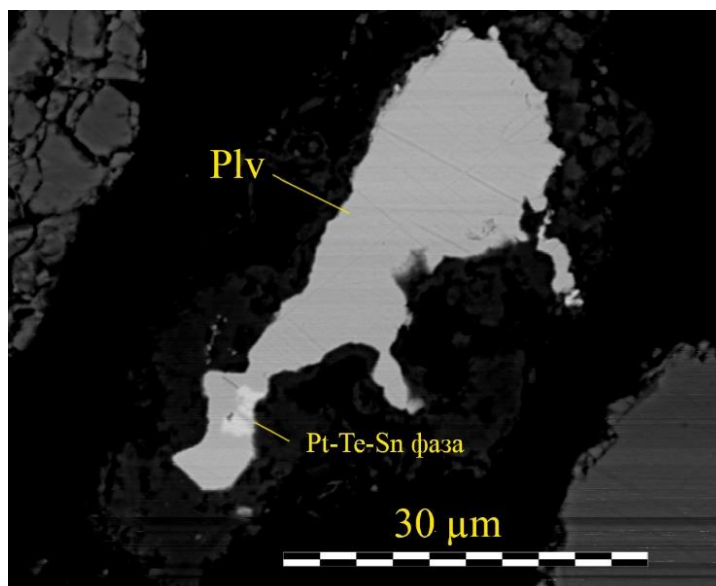


Рис. 35. Обр H13, зерно паоловита (Plv) с включением неизвестной фазы (Pt-Te-Sn). РЭМ-изображение.

**Изоферроплатина** ( $(Pt_{2.1}Pd_{0.52})_{2.62}Fe$ ) представлена одним зерном, включенным в гетитовый агрегат. Выявлено, в гравитационном концентрате окисленных руд, размер зерна 30  $\mu m$  (рис. 36, слева), в составе присутствует 9 w. % палладия.

FePt-сплавы ( $Pt_{1.2}Fe$ ) представлены 2 зернами в гравитационном концентрате руд окисленного типа. Выявлены как самостоятельные зерна (рис. 36, справа) так и в виде включений в гетите. Размер зерен 25-100  $\mu m$ .

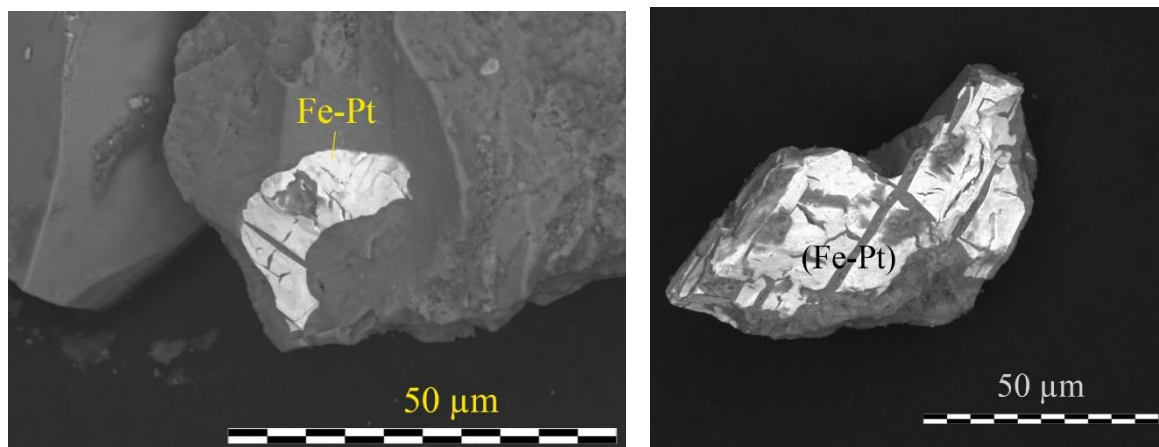


Рис. 36. Слева: обр. H2, зерно изоферроплатины (Fe-Pt), включенное в гетит. Справа: обр. H2/2, зерно Fe-Pt-справа (Fe-Pt), РЭМ-изображения.

**Фрудит** ( $Pd_{1.06}Bi_2 - Pd_{1.12}Bi_2$ ) представляет собой как самостоятельные минеральные выделения размером до 130  $\mu m$ , так и в сростки с гесситом (рис. 37), меренскитом. Зерна имеют ксеноморфную форму, встречается исключительно в пробах руд нижних горизонтов жил, отобранных на западной части г. Травяной.

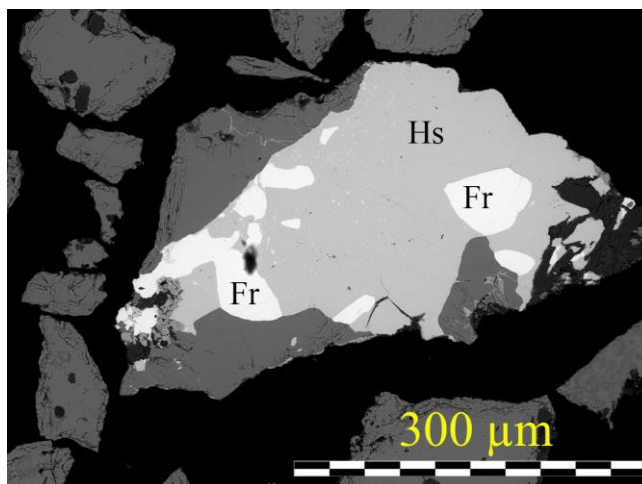


Рис. 37. Гравитационный концентрат T30D, сростание гессита (Hs) и фрудита (Fr). РЭМ-изображение.

**Гессит** ( $Ag_{2.03}Te - Ag_{2.13}Te$ ) встречается как в нижних горизонтах горы Травяная, так и в Cu-PGE разновидностях руд. Представлен осколками зерен размером до 400  $\mu m$ . Содержит включения других минералов, таких как: фрудит (рис. 37), ниглиит (рис. 38).

**Ниглиит** ( $\text{Pt}_{0.88}\text{Sn}$ ) встречается в нижних горизонтах рудных жил, размер зерен до 20  $\mu\text{m}$  (рис. 38)

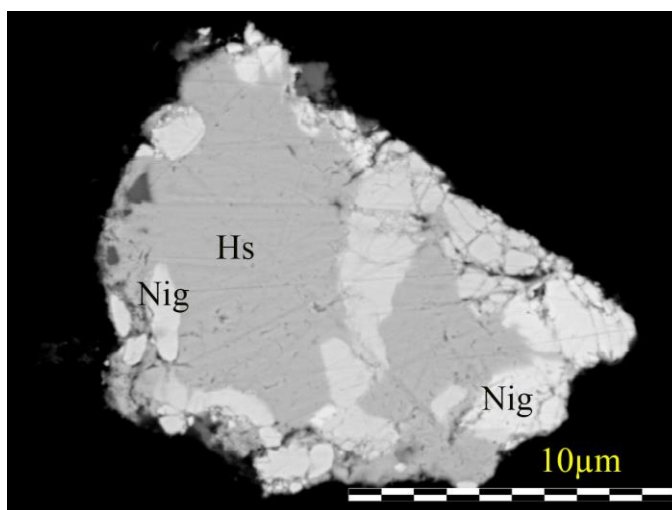


Рис. 38. Гравитационный концентрат T30D, срастание гессита (Hs) и ниглиита (Nig). РЭМ-изображение.

Согласно литературным данным (Лялинов, 2000; Grokhovskaya 2003) в рудах так же можно встретить станнопаладинит ( $\text{Pd}_8\text{Sn}_3$ ), ирарсит ( $\text{IrAsS}$ ), самородное золото, самородное серебро, холлингвортит ( $\text{Rh}_{0.9}\text{Pt}_{0.15}\text{Fe}_{0.04}\text{Ni}_{0.01}$ ) $_{1.10}\text{As}_{0.93}\text{S}_{1.07}$ , а так же аргентопентланит  $\text{Ag}(\text{Fe},\text{Ni})_8\text{S}_8$ .

#### ***Глава 4. Благороднометалльная минерализация в зоне окисления сульфидных руд Особенности ЭПГ минерализации в зоне гипергенеза сульфидных месторождений***

Вопрос ЭПГ минерализации в зоне гипергенеза уже много лет вызывает много вопросов. Некоторые считают, что кислородсодержащие соединения Pt-Fe представляют собой лишь физическую смесь реликтов изоферроплатины и новообразованных гидроксидов  $Fe^{3+}$ , данные основаны на изучении ультраосновного интрузива в Новой Каледонии и основаны на поглощении рентгеновских лучей, в зависимости от чего и определялась минеральная фаза платины (Hattori, 2010). Иные исследователи (D. M. Evans, T. Oberthür), склонны считать, что в зоне окисления могут образовываться вторичные соединения оксидов/гидроксидов Pt-Pd, вопрос истины пока еще стоит открытым. В этой главе я постараюсь осветить основные особенности минерализации благородных металлов в зоне окисления некоторых платино-металльных месторождений. Но стоит учесть, что каждое месторождение уникальное и зачастую в схожих условиях могут идти различные химические процессы с образованием разных минеральных ассоциаций.

Первым месторождением, внимание к которому активно уделено еще с конца 20 века, будет месторождение Хартли, Дайка Зимбабве. На данном объекте изучалась зона окисления Главной сульфидной зоны. Зона представляет собой рудный ЭПГ-сульфидный пласт, мощностью до 3 метров, где первичная минерализация преимущественно сложена пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Основная МПГ минерализация выражена такими минералами, как мончеит, масловит, сперриллит, куприт, брэггит, второстепенные минералы: котульскит, полярит, лаурит, платарсит, изоферроплатина, холлингвортит, висоцкит. А в зоне окисления руд, где все сульфидные минерала почти полностью претерпели изменение до железных оксидов-гидроксидов (Гетит, гематит, возможно и других соединений Fe и O/OH), и лишь местами просматриваются реликты первичных сульфидных руд. Можно сказать что такие ЭПГ-минералы, как сперриллит, куперит, брэггит устойчивы в зонах гипергенеза. А минералы: мончеит, масловит, котульскит, полярит, лаурит и тд неустойчивы в окислительных обстановках и претерпевают изменения, вплоть до того, что от минералов мончеит, масловит отсутствуют даже реликты. Процесс изменения происходит в качестве выноса из соединений серы, висмута, теллура и замены атомных пустот на кислород (или OH), в то время, как платина, палладий и рутений остаются наиболее инертными. (Evans, 2000). Таким образом, в зоне окисления МПГ оруденения выделяют 4 основных группы благороднометалльных соединений. Первая представлена реликтами сохранившихся ЭПГ минералов и Au. Минералы, выделяемые в этой группе: сперриллит, который является наиболее распространенным, куперита и брэггит, Pt-Fe сплавы, а также некоторые редкие реликтовые зерна (Pt, Pd)-висмутотеллуридов.



Вторая группа состоит из новообразованных МПГ, которые являются переформированными продуктами первичных МПГ и представлены соединениями Pt-S, Pd-S, Pt-Pd-As-Cu, Pd-Cu-Fe, Pt-Fe. Третья группа – это (Pt, Pd) - оксиды/гидроксиды. Наблюдаются вокруг реликтов (Pt, Pd) – висмутотеллуридов. Эти фазы, как правило, весьма пористы и химически неоднородны. Минералы характеризуются относительными потерями Bi и Te с увеличением концентрации Pt/Pd (от 30-35 at% Pt в мончеите до 60-70% в новообразованной минеральной фазе). Последняя – ЭПГ изоморфно включенные во вторичные минералы. Это железистые и марганцевые оксиды – гидроксиды, хлориты и смектиты. Руды в зоне окисления обычно образуют смесь оксидов-гидрооксидов железа и глинистых минералов, Реже встречаются оксиды-гидроксиды марганца, представленных округлыми агрегатами, срастающимися с оксидами-гидроксидами железа. В структуру всех эти минералов иногда может изоморфно входить и платина, которая более устойчива к миграции из первичной породы. (Oberthür, 2005, Locmelis, 2009)

На интрузиве Капалагулу в Танзании изучалась латеритная кора выветривания, результаты не представлены столь ярко, как в предыдущем примере, а из богатого разнообразия МПГ (атокит, мертиит миченерит, высотскит, соболескит, теллуриды палладия, кооперит, генкинит, мончеит, сперриллит и редкие Fe-Pt и Pd-Au сплавы .) в ходе гипергенеза остались лишь наиболее устойчивые первичные минералы сперриллит, реликты теллуридов палладия, Pd-Au и Fe-Pt сплавы) а также новообразованные минералы: тетраферриплатина, туламинит, и самородная платина. (Wilhelmij, 2016)

По результатам обзора литературных данных можно сделать следующие выводы:

- практически все минералы, даже теоретически весьма устойчивые (например, железо-платиновые сплавы и пр.), так, или иначе изменяются в коре выветривания и зоне окисления месторождений платиновых металлов;
- исследования, которые применялись для изучения этих объектов, включают комплексные электронномикроскопические методы;
- все объекты изученные к настоящему времени касаются малосульфидного типа оруденения, в зоне окисления которого очевидно совсем иные условия, нежели при окислении сплошных или густовкрапленных руд горы Ниттис.



***Благороднометалльная минерализация и особенности ее поведения в окисленных жильных рудах массивов Ниттис-Кумужья-Травяная***

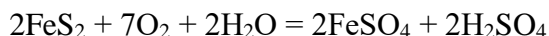
При написании данной главы были приняты следующие сокращения: Au – электрум, As – акантит, Ktk – кейтконнит, St – штромейерит, Ktk - кейтконнит, Mon – мончеит, Mich – майченерит, Kot – котульскит, Plv – паоловит, Gth – гетит.

Все минералы благородных металлов окисленных руд можно разделить на 3 группы: это первичные магматические минералы, а так же реликты, описанные в предыдущей главе, вторичные новообразованные минеральные соединения благородных металлов и гипергенные кислородные Pd-Pt соединения.

К группе первичных минералов, можно отнести: электрум, сперрилит, паоловит, Fe-Pt-сплавы, которые устойчивы в зоне окисления и сохраняют идиоморфизм в некоторой степени. А также реликты кейтконнита, реже мончеита, котульскита.

Вторичные минеральные образования представлены акантитом, который формируется в полостях выщеливания в окисленной руде, а так же вокруг реликтов зерен халькопирита с образованием промежуточных фаз.

Третья группа минералов формируется из сульфидных, теллуридных и висмутидных фаз путем окисления в зоне аэрации сульфидных жил массивов Ниттис-Кумужья-Травяная. По всей видимости, вследствие схожести химических свойств висмута, теллура с серой следует предполагать аналогичный характер предобразования первичных минералов в зоне гипергенеза. Очевидно, что в процессе окисления сульфидных, теллуридных и висмутидных фаз платины и палладия в конечном счете будут возникать оксидные (или металлические) фазы благородных металлов, минуя солевую стадию:



Таким же образом, переходят в раствор, по-видимому, и соединения теллура и висмута. Остатки теллуровой и теллуристой кислот могут формировать минералы в зоне окисления сульфидных месторождений. В природе широко распространены теллуриты, реже теллураты, трехвалентного железа. Соединения представляют собой полиморфные (ромбические и тетрагональные) водные модификации  $\text{Fe}^{3+}$ , минералы: эммонсит и маккейит соответственно,  $(\text{Fe}_2^{3+}[\text{TeO}_3]_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ . Помимо этого в природе существует еще 6 утвержденных теллуритов (теллуратов) железа с возможными добавочными гидроксогруппами. Так же известны два висмутовых теллурата: смирнит  $(\text{Bi}[\text{TeO}_4]\text{O})$  и монтанит.  $(\text{Bi}[\text{TeO}_4]\text{O}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ . (Яхонтова Л. К., 2000)

В полуокисленных рудах большинство минералов благородных металлов стабильны, однако такие минералы как мончеит, майченерит, меренскит начинают претерпевать окисление с образованием кислородных Pd-Pt соединений, подобных тем, что наиболее явно распространены в группе окисленных руд.

Таким образом, при окислении сульфидных руд, содержащих теллуровые и висмутовые благороднометалльные фазы может происходить:

- формирование гетитовых агрегатов на месте бывших сульфидов, которые содержат невысокие концентрации платины и палладия, вероятно, в сорбированной форме вместе с другими металлами – медью, свинцом, никелем, петрогенными элементами;

- окисление первичных минеральных образований Te-Bi с Pd-Pt, при котором могут выноситься из системы Te и Bi, реже Pd с формированием оксидов/гидроксидов Pd (Pt), в составе сложных дисперсных агрегатов с гетитом и другими минералами зоны окисления; реже может происходить образование теллуридов/висмутитов и теллуратов/висмутатов палладия.

Рассмотрим основные минеральные виды в деталях:

1. Первичные и реликтовые образования рассмотрены в предыдущей главе

**Электрум** ( $\text{Au}_{1,05} \text{Ag}_{0,95}$ ), представлен единичным зерном размером  $2 \mu\text{m}$  в пробе окисленных руд Н2. Располагается, на краях окисленных реликтов палладий-содержащих минералов (рис. 39). Вторичным изменениям не подвержен. По реликтам пентландита в шайбе, электрум можно предположить первичную ассоциации Cu-Ni-PGE горизонта руд.

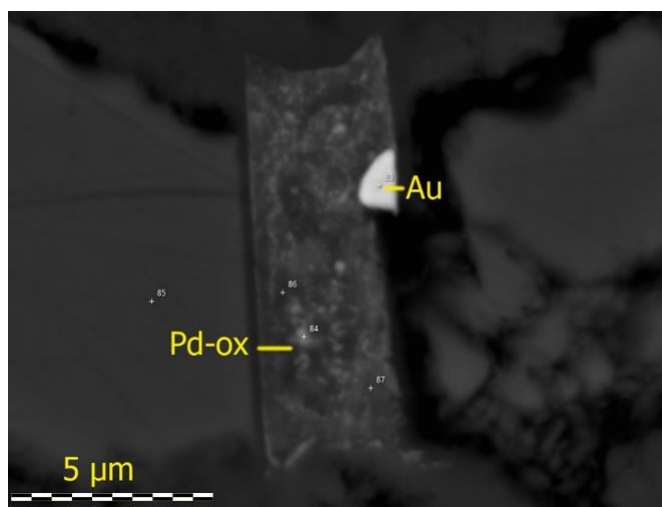


Рис. 39. Срастание зерна электрума (Au) и Fe-Pd-Cu - оксидных соединений, развитых по теллуриду/висмутиду палладия, обр. Н2. РЭМ-изображение.

**Сперрилит** ( $\text{PtAs}_2$ ) аналогичен описанным в главе 3. Зерна устойчивы в зоне гипергенеза и не подвержены вторичным изменениям

**Паоловит** ( $\text{Pd}_{2,08}\text{Sn} - \text{Pd}_{1,94}\text{Sn}$ ), встречается в количестве нескольких зерен в пробах Н10, Н2/2. Размер зерен достигает  $100 \mu\text{m}$ , аналогичен описанному в главе 3, устойчив в зоне гипергенеза.

Такие минералы, как мончеит, майченерит, меренскит встречаются исключительно в полуокисленных рудах и отсутствуют в окисленных гетитовых, объясняется слабой устойчивостью минералов к процессам окисления.

**Кейтконнит** ( $\text{Pd}_{2,88}(\text{Te}_{0,54}\text{Bi}_{0,46})$ ) с примесью Bi. Данный минерал подвержен окислению и, зачастую, на краях минеральных образований развиты теллуриты и теллураты и оксиды/гидроксиды палладия вплоть до полного замещения первичного теллурида. Широко развит в пробах Н2, Н2/2, Н10, К20/1 в остальных образцах не проявлен (рис 40).

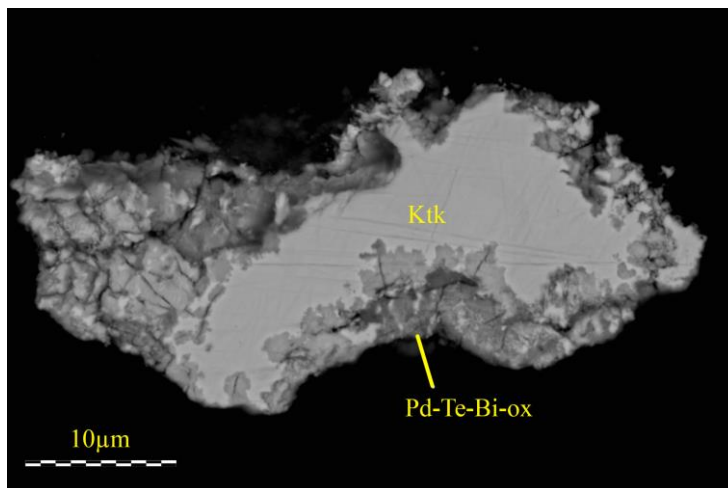


Рис. 40. Кейтконнит(Ktk), подверженный окислению, обр Н2. РЭМ изображение.

## 2. Вторичные минералы

**Акантит** ( $\text{Ag}_2\text{S}$ ) широко развит в пределах всех отобранных проб окисленных руд. Представляет собой вторичные минеральные нарастания в полостях или на местах полного замещения сульфидов гидроокислами железа. (Рис. 41) Зачастую представлены почковидными образованиями и полостях выщелачивания.

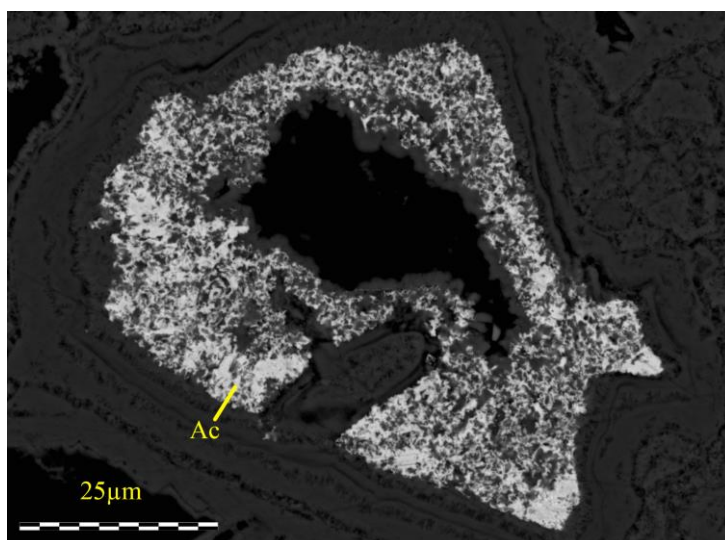


Рис. 41. Акантит (Ac), заполняющий минеральные полости. Обр Н2, РЭМ изображение

В пробе гравитационного концентрата Н10 есть несколько зерен, где акантит развит по реликтам халькопирита (рис. 42). Акантит образует кайму по обломку зерна халькопирита с переходной фазой, по составу близкой к штромейериту (табл. 5).

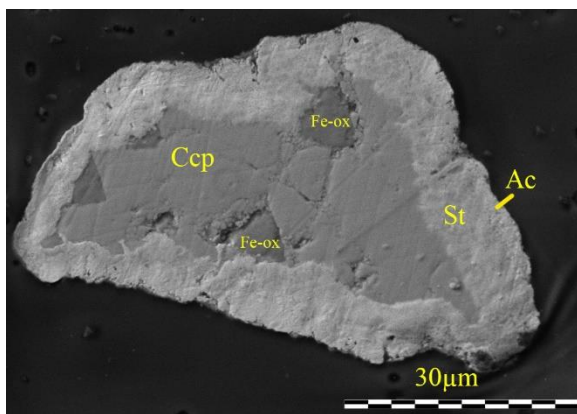


Рис. 42. Зерно халькопирита с образованным штромейеритом и акантитом, РЭМ-изображение

По одному из таких зерен для уточнения распределения химических элементов по поверхности выполнено электронно-зондовое микрокартирование, которое показало наличие 3 разных фаз: халькопирит, анактит и штромейерит (рис. 43).

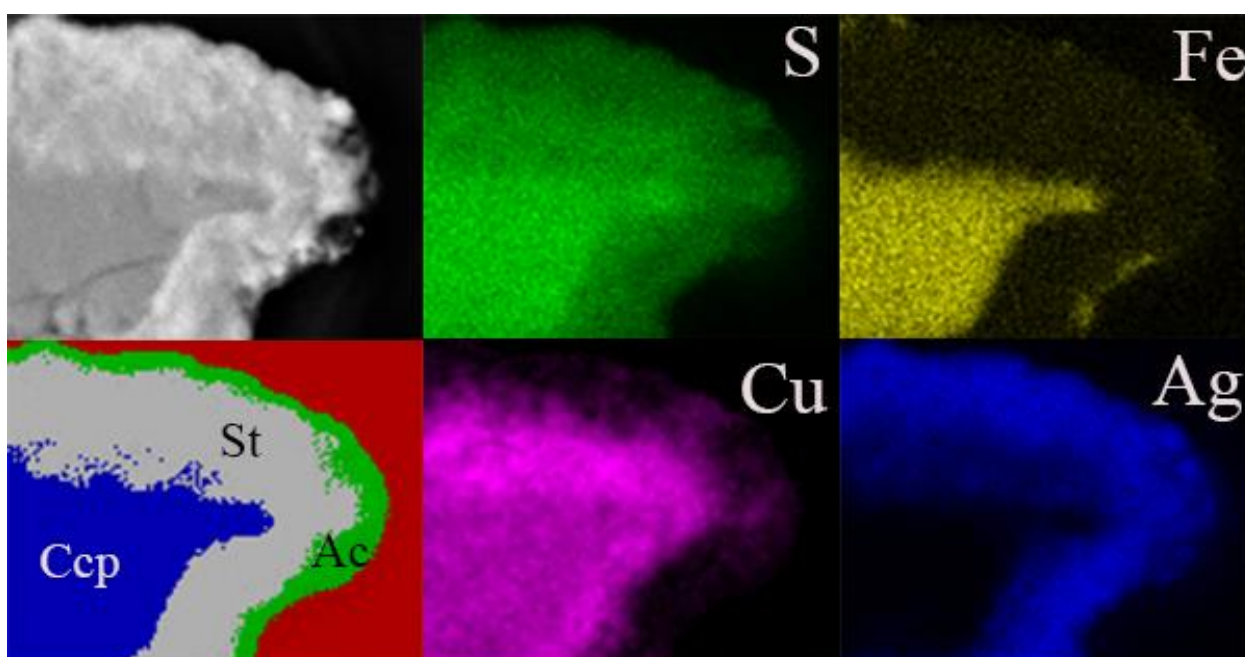


Рис. 43. Электронно-зондовое микрокартирование, гравитационный концентрат Н10.

Таблица 5

Таблица химического состава фаз минерального зерна, проба Н10, at %

Минерал	Sulfur	Iron	Copper	Silver
Халькопирит	50,10	24,70	25,20	
Штромейерит	39,03		21,51	39,46
Акантит	33,20			66,80

### 3. Окисленная минерализация благородных металлов, теллура и висмута.

Первая подгруппа кислородсодержащих соединений палладия (платины) висмута и теллура. Реликтовые минералы теллуриды (висмутиды) палладия, а в первую очередь кейтконит, реже, в менее окисленных образцах, можем наблюдать майченерит и мончеит, подверженных окислению, где на краях минеральных образований развиты теллуриты и теллураты палладия вплоть до полного замещения первичного теллурида. В химическом составе фиксируются атомные соотношения катионов и кислорода от 1,5 (как в теллуритах) до 2-2,5 (теллураты). Кроме того, отмечены фазы, в которых отношение катионов и кислорода больше 2,5, что соответствует присутствию фаз с добавочными гидроксильными группами.

**Кейтконнит**  $(\text{Pd}_3\text{Fe}_{0,09})_{3,09}(\text{Te}_{0,53}\text{Bi}_{0,47}) - (\text{Pd}_{2,79}\text{Al}_{0,63})_{2,85}(\text{Te}_{0,51}\text{Bi}_{0,49})$ , является одним из самых распространенных минералов окисленных проб. Отношение  $\text{Te}/\text{Bi}$  от 1, до 5,6. Минерал подвержен окислению на краях (рис. 44). В зависимости от удаления от центральной, реликтовой, части наблюдается падение содержания палладия, что говорит о постепенном выносе его из системы (рис. 45), когда теллур и висмут остаются инертны, коэффициент корреляции  $\text{Pd}:(\text{Bi}+\text{Te})=-0,45835$ , однако эта закономерность характерна не для всех минералов. Для минералов гравитационного концентрата Н10 коэффициент корреляции  $\text{Pd}:(\text{Te}+\text{Bi})=0,98$

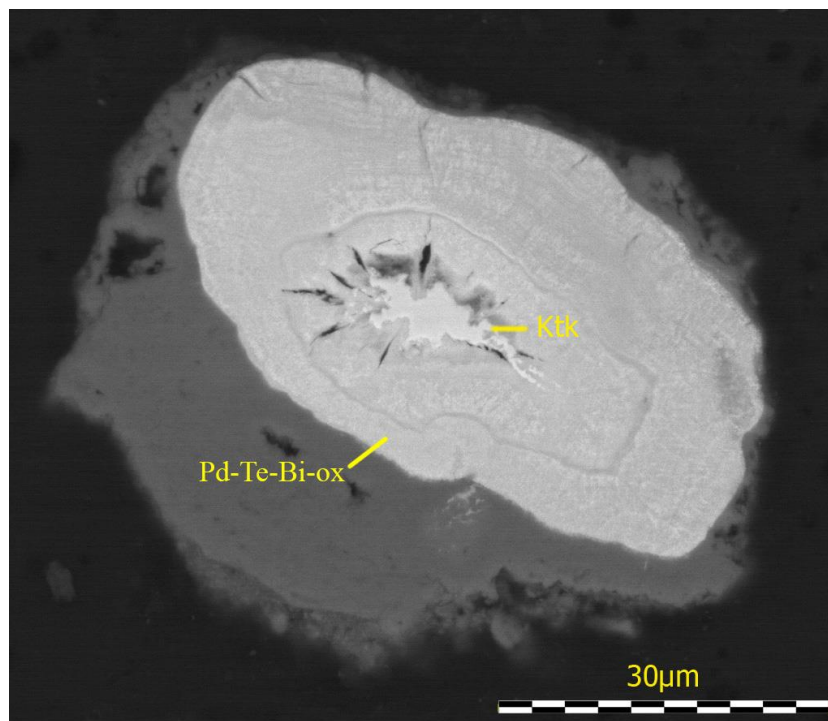


Рис. 44. Реликты кейтконнита (Ktk) и развитие по периметру окисленных форм  $\text{Te}$ ,  $\text{Bi}$  и  $\text{Pd}$  и гидроксидов железа, обр Н2\_А, РЭМ-изображение.



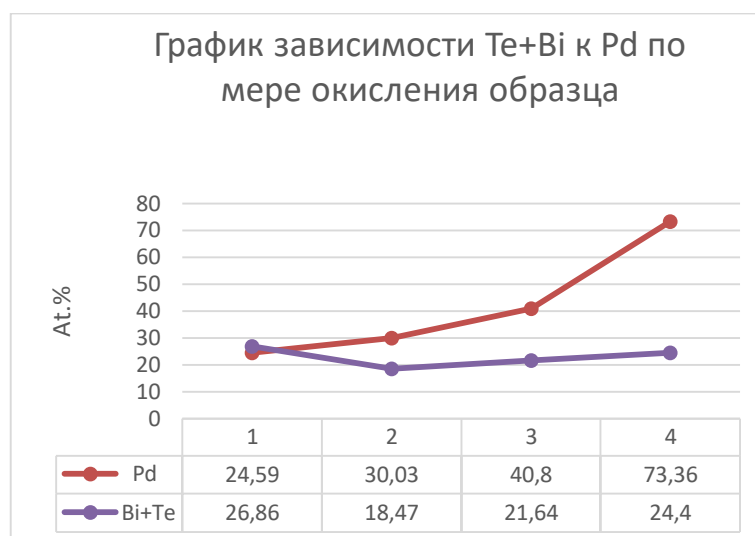


Рис. 45. обр Н2\_А. График характеризует выщелачивание Pd при относительно инертном поведении висмута и теллура. Справа реликты первичного минерала, слева окисленные фазы.

Часто в минеральных агрегатах наблюдается кольцевая зональность, характеризующая особенности окисления минеральных фаз. Эта зональность может быть объяснена сложным характером процесса окисления с множеством промежуточных этапов. Вероятно, происходит ремобилизация палладиевого минерала с формированием многостадийных тонких фаз оксидов, теллуридов (висмутитов), теллуридов (висмутатов). Однако разделить эти фазы не представляется возможным ввиду их малых размеров меньше предела обнаружения, ( $<1\mu\text{m}$ ) (рис. 44, 46).

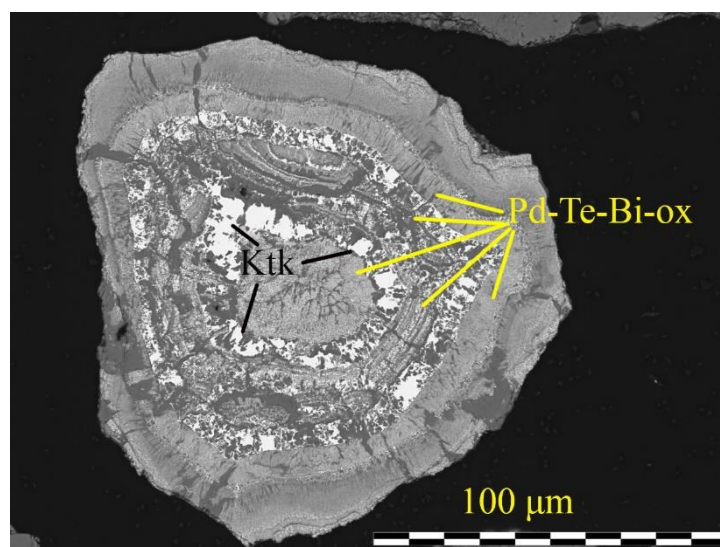


Рис. 46. Концентрически-зональные реликты кейтконнита (Ktk) и развитие по нему окисленных фаз Te, Bi и Pd и гидроксидов железа, обр Н10, РЭМ-изображение

В дальнейшем, по мере развития гетитовой минерализации происходит выщелачивание атомов тяжелых элементов (рис. 47).

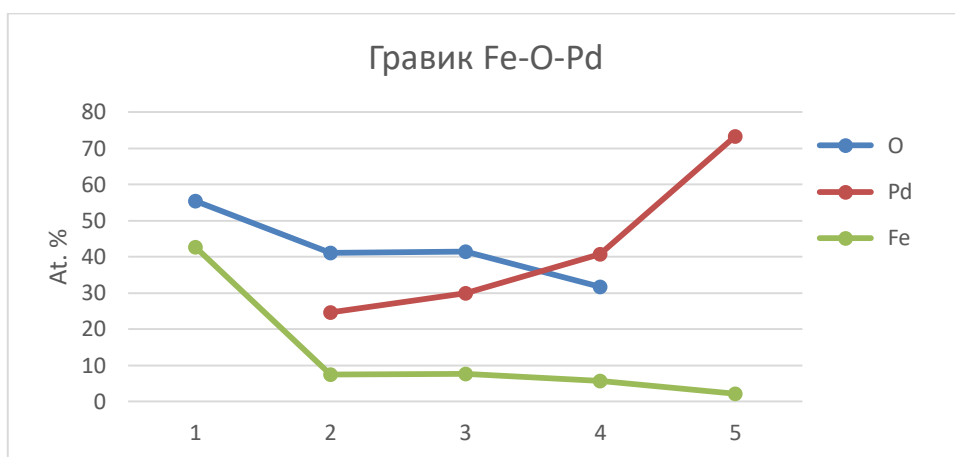


Рис. 47, график зависимости Fe-O-Pd от степени вторичных изменений. Справа реликты первичного минерала, слева окисленные фазы. Минерал H2\_A (табл. 6).

Таблица 6

Химический состав фаз минеральных агрегатов: слева: H2\_A, справа H10; at %

At%	DG <sup>1</sup>	G <sup>1</sup>	G <sup>1</sup>	LG <sup>1</sup>	W <sup>1</sup>	G <sup>2</sup>	LG <sup>2</sup>	W <sup>2</sup>
O	55,43	41,04	41,4	31,77		58,71	33,26	
Si	1,01							
S	0,56							
Bi		13,36	9,1	9,79	11,44	1,15	6,57	9,970
Pd		24,59	30,03	40,8	73,36	15,62	48,21	75,32
Te	0,3	13,5	9,37	11,85	12,96	3,08	9,38	14,72
Fe	42,7	7,51	7,73	5,79	2,24	20,45	2,58	
Cu			2,37			0,99		
Total	100	100	100	100	100			

В таблице буквами обозначены цвета фаз минеральных агрегатов, на изображениях в отраженных электронах (рис. 44) с индексом 1, (рис. 46) с индексом 2  
 DG – темно-серый участок, G – серый участок, LG – светло-серый, W – белый (Ktk).



**Кейтконнит** ( $\text{Pd}_{2,79}\text{Al}_{0,63}\text{Te}_{0,51}\text{Bi}_{0,49}$ ) (обр. Н2\_В), по периферии которого развиваются фазы теллуридов, оксидные формы палладия (табл., 7). Очевидно, что это именно вторичные образования, а не срастание разных минералов, что доказывается формой контакта фаз, постепенно проникающих в глубь минерала (рис. 48).

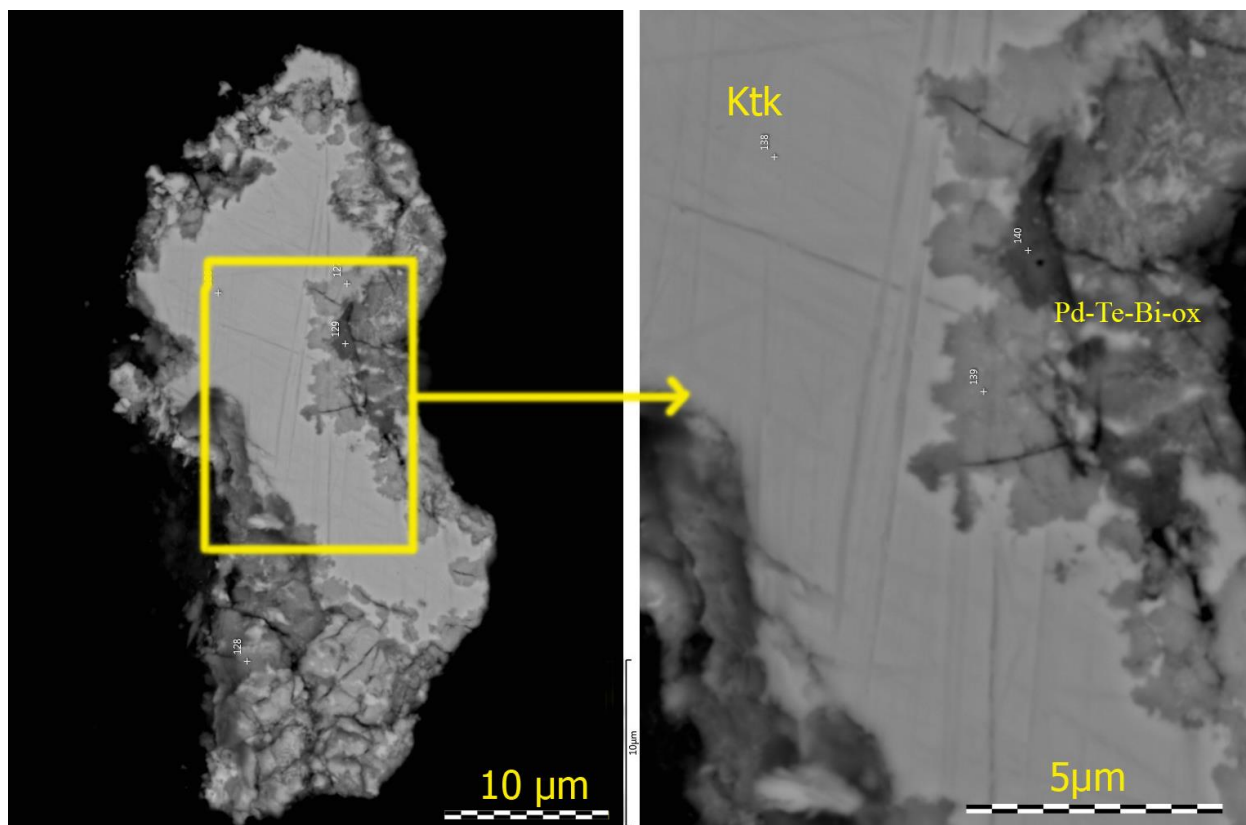


Рис. 48. Кейтконнит, по периферии которого развиваются кислородные соединения  $\text{Te}$ ,  $\text{Bi}$  и  $\text{Pd}$ , обр Н2\_В, РЭМ-изображение.

Таблица 7

Химический состав фаз минерального агрегата Н2\_В (рис. 48) at %

At. %	Кейтконнит	Кейтконнит	Теллуриды Pd	Теллуриды Pd	Теллуриды Pd
O			55,76	58,52	63,19
Al	1,66	1,79	1,62		0,82
S					3,33
Ca					0,81
Fe					1,17
Pd	73,05	72,11	13,48	9,68	9,61
Te	15,23	13,24	15,28	16,77	7,92
Bi	10,05	12,85	13,87	15,03	13,16
Сумма	100	100	100	100	100

**Оксид палладия с примесью меди (H2\_C).** В образце H2 был выявлен минерал с фазами оксида палладия и меди. Структура минерала неоднородная, на изображении в отраженных электронах видно (рис. 49А), что присутствуют как минимум 2 фазы (серая и более светлая), однако разделить фазы не удалось ввиду их тонкодисперсности.

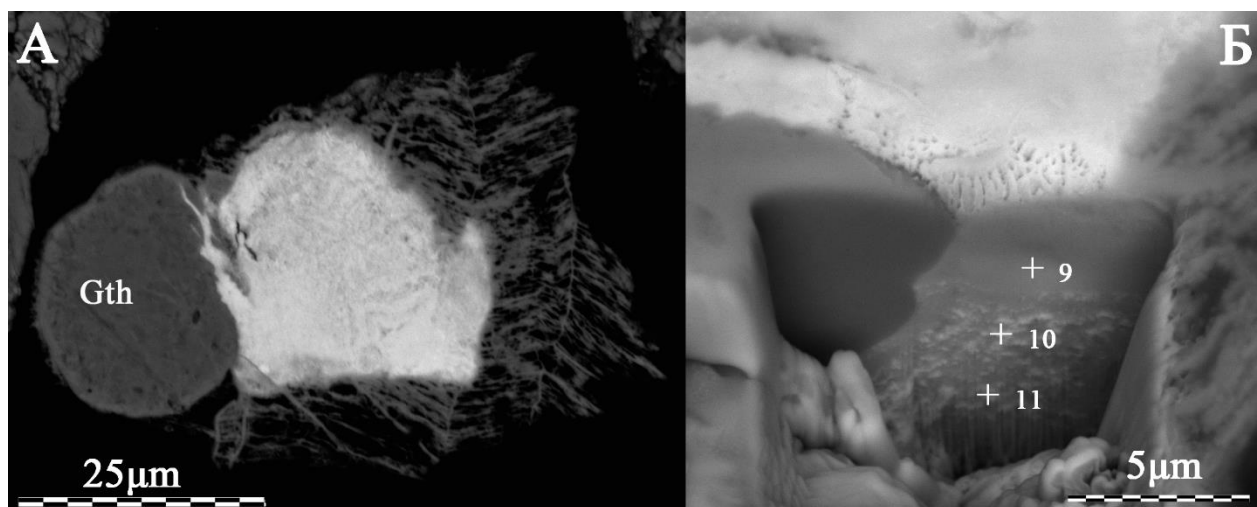


Рис. 49, минеральный агрегат оксида палладия с примесью меди. Обр. H2\_C, РЭМ-изображение.

Для выяснения однородности было произведено ионное травление с поверхности и на глубину 5 μm (рис. 49Б). На глубине нескольких микрон отчетливо видны мельчайшие включения более тяжелой фазы. Таким образом, очевидно, что перед нами тонкодисперсный полиминеральный агрегат.

Результаты энергодисперсионного микроанализа поверхности и среза дали весьма стабильные данные химического состава на поверхности (табл. 8, точки: 1-8). Состав в точках на глубине более 3 μm отличен от состава точек на поверхности образца (табл. 8, точки: 9-11). Содержания кислорода упали в 2 раза, а концентрация меди выросла в 1,5 – 2 раза и в атомных количествах стала близка к содержаниям палладия. Принимая во внимание микроскопические размеры отдельных фаз, вероятно мы имеем суммарные спектры химического состава дисперсного биминерального агрегата. Для уточнения распределения химических элементов по поверхности выполнено электронно-зондовое микрокартирование, которое показало приуроченность основного количества кислорода и железа к периферическим частям образца, т.е. к фазе гидроксида железа, развивающейся по первичным сульфидам.

Химический состав минерала H2\_C, at %

At%	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
O	26,88	23,95	30,2	36,95	36,75	27,69	32,17	31,66	27,31	16,78	12,34
S	8,18	10,8	9,36	7,63	7,24	8,32	7,45	9,6	9,84	5,97	4,57
Pd	39,26	39,49	35,69	34,32	34,77	38,73	37,13	36,93	38,7	32,32	32,89
Te	1,22	1,14	1,16	1,09	1,03	1,03	1,14	1,09	1,17	0,82	0,92
Fe	2,18	2,35	4,47	2,34	1,61	1,94	1,75	5,3	1,83	12,32	15,05
Cu	22,28	22,26	19,12	17,67	18,6	22,28	20,36	15,42	21,15	31,79	34,23
Total	100	99,99	100	100	100	99,99	100	100	100	100	100

Так же для данного минерала был сделан анализ рамановской спектроскопии при 2 мощностях 5 и 20 мВт, к сожалению большая мощность для данного образца невозможна, так как лазер прожигает тонкий спил зерна. По результатам работы было получено 2 спектра (рис. 50А), которые по форме схожи с опубликованными спектрами для чистого оксида палладия (Baylet, 2011) (рис. 50Б).

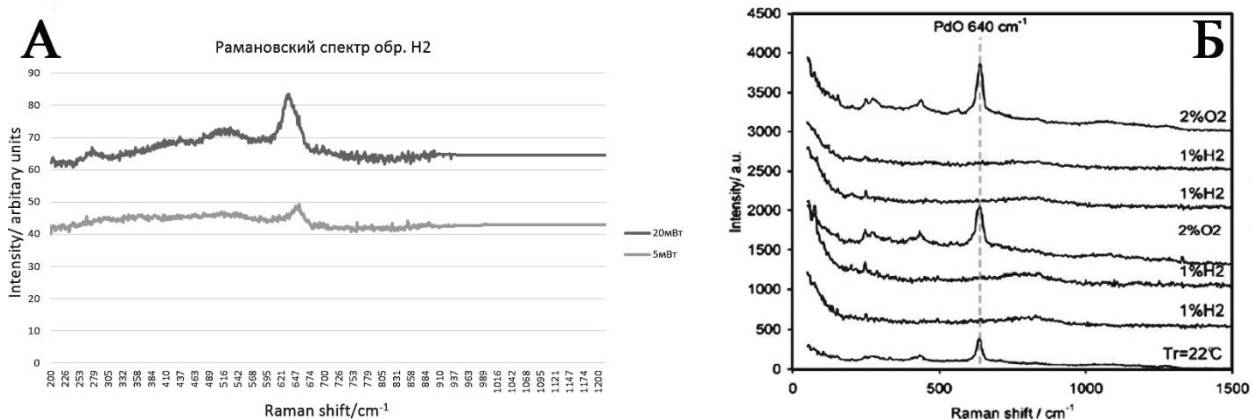


Рис. 50. А. Рамановский спектр образца H2; Б. Эталонный рамановский спектр для оксида палладия. (Baylet, 2011)

По спектру видно, что его форма отдаленно напоминает результаты полученные на чистом оксиде палладия, Но и тут же стоит учесть, что в нашем образце еще присутствуют примеси, а мощность излучателя весьма мала.

Учитывая все вышеизложенное и результаты корреляционных сопоставлений (табл. 9), в исследуемом образце можно предположить несколько минеральных фаз: реликтовую минерала скаергаардита (PdCu), в виде включений в агрегате микроглобулярных медно-сульфидных минералов по которым в зоне окисления развиваются железо-медно-сульфидная и, предположительно, палладий-оксидная (палладинит) фазы.

Таблица 9

Таблица корреляции элементов образца H2\_C

	O	S	Pd	Te	Fe
S	-0,52				
Pd	-0,81	-0,08			
Te	0,21	-0,94	0,40		
Fe	0,85	0,01	-1,00	-0,34	
Cu	-0,88	0,05	0,99	0,28	-1,00

Критическое значение корреляции Пирсона  $r(0,05) = 0,6$

Образец H2\_D представлен оксидом палладия (Рис. 51), подобным образцу H2\_C, за исключением того, что атомы меди включаются лишь прогрессировании псевдоморфизма с замещением атомов палладия атомами железа (Табл. 10).

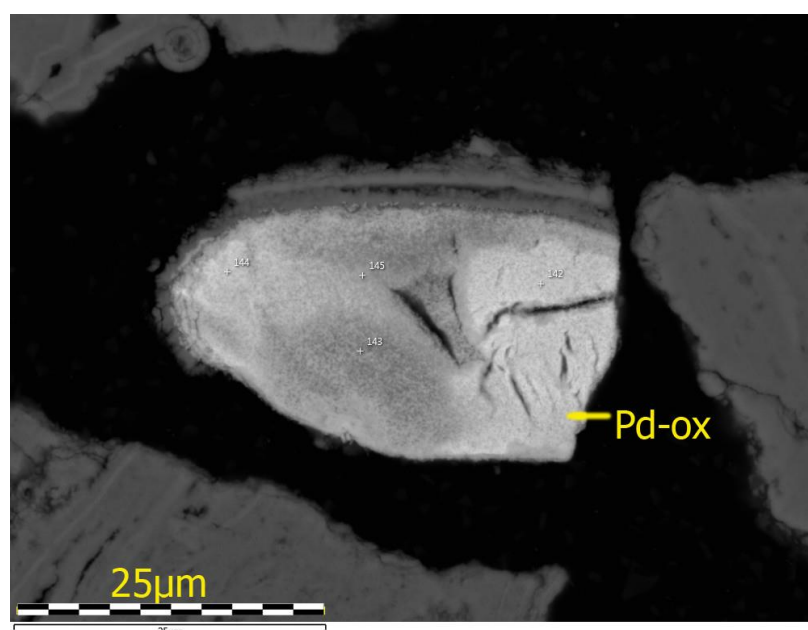


Рис. 51. Минеральный агрегат оксида палладия с примесью меди. Обр. H2\_D. РЭМ-изображение.

Таблица 10

Химический состав минерала H2\_D, at %

At. %	LG	LG	G
O	37,42	36,46	59,32
S			0,97
Fe	3,31	3,79	12,81
Cu			1,72
Pd	49,29	49,6	21,57
Te	7,6	7,77	2,34
Bi	2,38	2,38	1,27
Сумма	100	100	100

В таблице буквами обозначены цвета фаз агрегатов, на снимке (рис. 51) G –серый. участок, LG – светло-серый

Висмутаты и телураты палладия и платины в полуокисленных рудах.

В образцах полуокисленных руд, разумеется, доминируют не окисленные платиноиды, однако в образцах Н18/2 и К20/1 все-таки встречаются развития кислородных соединений по таким минералам, как мончеит (рис. 52) и майченерит (рис. 53). Эти МПГ не встречаются в сильно окисленных образцах ввиду того, что первыми подвергаются разрушению (табл. 11), (табл. 12).

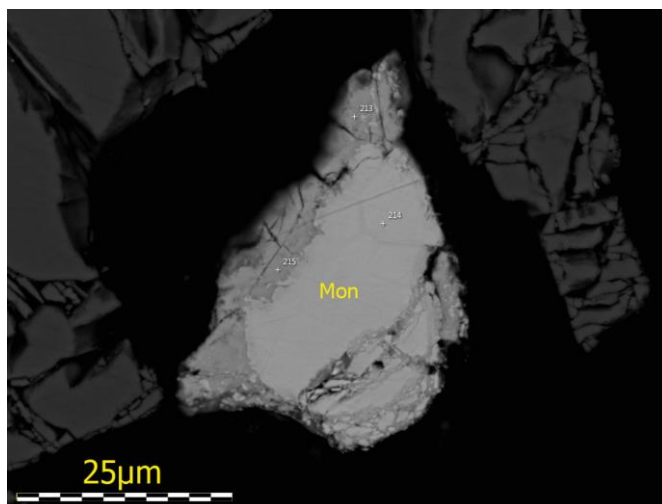


Рис. 52. Осколок мончеита с развивающимися по периметру телуратами и висмутатами. Образец Н18/2. РЭМ-изображение.

Вероятнее, кислород соединяется в анионы с висмутом и теллуром, по аналогии с серой, а палладий, платина встают в катионную группу, однако нельзя исключать того, что это может быть смесь тонкодисперсных фаз теллуратов и висмутатов.

Таблица 11

Химический состав мончеита и развивающихся кислородных соединений (рис. 52)

At. %	Мончеит	Pd-Pt-Te-Bi-ox	Pd-Pt-Te-Bi-ox
O		61,71	62,52
Fe		1,07	0,6
Pd	9,3	3,77	4,79
Te	48,32	16,89	16,73
Pt	23,8	1,19	0,69
Bi	18,57	15,37	14,66
Сумма	100	100	100



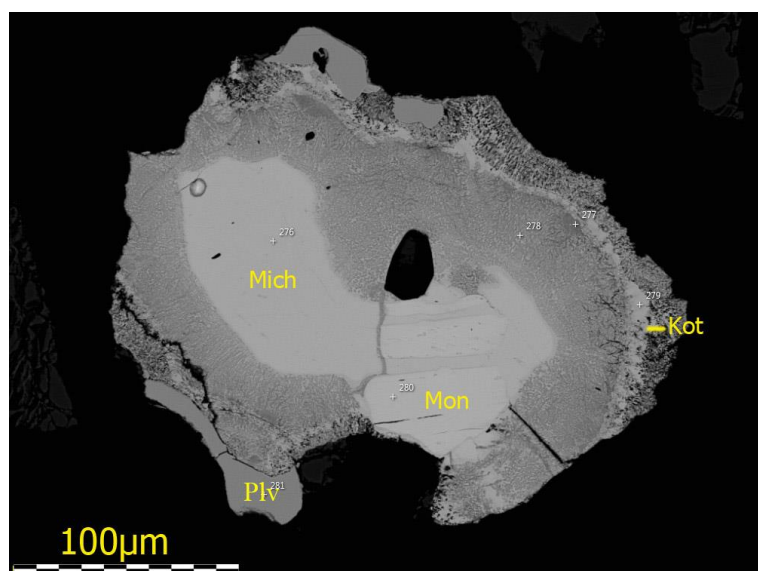


Рис. 53. Осколок сростания мончеита (Mon), майченерита (Mich), котульскита (Kot) и развивающиеся по периметру телурататы и висмутататы. Образец K20/1. РЭМ-изображение.

Таблица 12

Химический состав мончеита, котульскита, майченерита и развивающихся кислородных соединений. at %, (рис. 53), K20/1

At. %	Майченерит	Котульскит	Мончеит	Pd-ox
O				34,47
Cu				1,34
Pd	33,35	51,34		30,95
Te	34,92	25,02	53,57	16,79
Pt			31,82	
Bi	31,73	23,64	14,61	16,45
Сумма	100	100	100	100

Образец K20/1 представлен срастанием минералов мончеита и майченерита с развивающейся по периметру оксидной минерализацией, на северо-восточном краю минерального образования (рис. 53) развита кайма котульскита, который не подвержен окислению на данном этапе окисления. В ходе гипергенетического метасоматоза происходит выщелачивание теллура и висмута и осаждением на их место кислорода, палладий инертен.

Обработка анализов кислородсодержащих минеральных фаз палладия, теллура и висмута приводит к следующим выводам:

- железо и благородные металлы имеют в кислородсодержащих фазах обратную корреляцию (рис. 54).

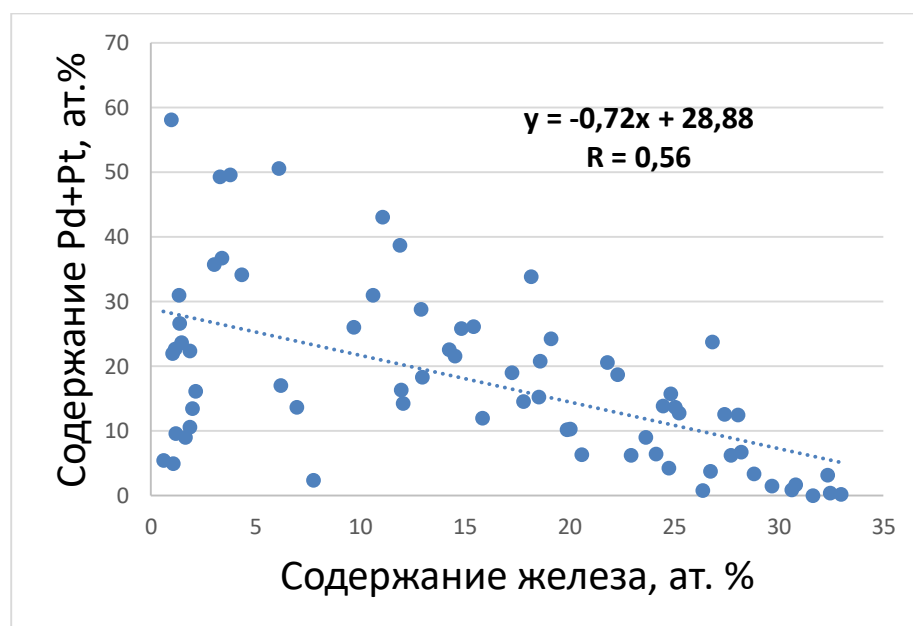


Рис. 54. Обратная корреляция железа и благородных металлов в оксидных минеральных фазах;  $n=70$ .

- с увеличением содержания железа в минеральных фазах растет отношение атомных количеств палладия к сумме атомных количеств теллура и висмута (рис. 55). В идеальных теллуратах и теллуритах это отношение близко к единице (линия этих составов должна находиться вблизи красной линии на графике) (рис. 56). В области низких концентраций железа (следовательно, в образцах богатых благородными металлами) это отношение близко к единице. А в области высоких концентраций железа это отношение ниже единицы, что вероятно связано с увеличением доли самородного металла или благородных металлов в форме простых оксидов.

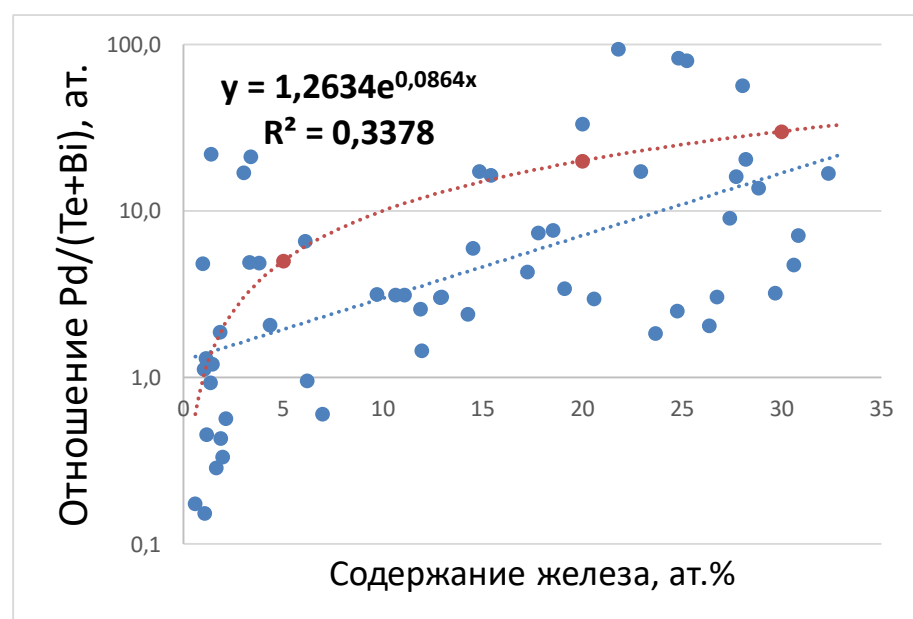


Рис. 55. График зависимости между содержанием железа и отношением благородных металлов к теллуру и висмуту. Красная линия отвечает отношению=1;  $n=57$ .

- соотношение катионов и анионов (кислорода) в соединениях окисленных фаз близко к двум, что также может считаться подтверждением существования теллуратных и теллуритных фаз.

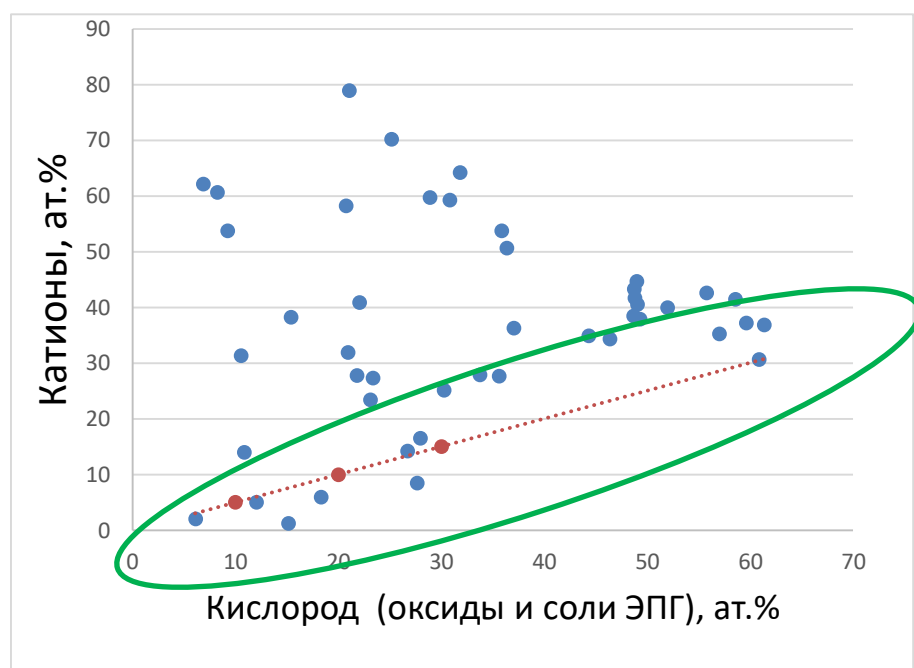


Рис. 56. График отношений катионов и кислорода в минеральных фазах. Красная линия отвечает отношению 2 (как в теллуратах);  $n=57$ .

#### 4. Соединения с сорбированными Pd и Pt.

Образец Н2\_Е. Минеральное образование представляет собой смесь тонкодисперсных фаз Fe-Pd-Cu-Pt оксидов. Отношение катионов к кислороду 2:3, что говорит о включении атомов палладия меди и платины в структуру гематита (табл. 13).

Таблица 13

*Химический состав минеральных фаз образца Н2\_Е (рис. 57)*

At. %	А		В	
O	57,88	59,35	59,9	68,57
Al			0,29	0,23
Si	0,48	0,82	0,61	0,54
S	0,39	0,61	0,38	0,29
Cl		0,49	0,62	0,26
Fe	13,21	19,99	15,48	12,38
Cu	9,1	5,05	9,76	7,51
Pd	12,23	7,32	12,14	9,98
Pt	6,52	6,36	0,66	0,24
Pb	0,18			
Bi			0,16	

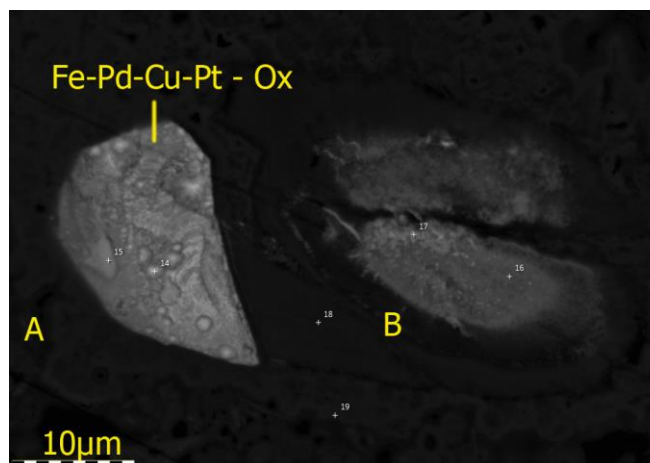


Рис. 57. Fe-Pd-Cu-Pt-кислородные фазы. Обр. Н2\_Е, РЭМ-изображение.

Образования подобного соединения обусловлено выщелачиванием основных компонентов как первичных сульфидных руд (халькопирит), так и элементов первичных МПГ, а ввиду инертности Pd и Pt происходит его сорбирование в образующийся гетит. Схожее соединение представлено в сростании с электрумом на (рис. 39).

## **Обсуждение**

В ходе проделанной работы был проведен комплексный анализ изучения массивов:

Описания шлифов продемонстрировали минералогические особенности нижней части сводного разреза (рис. 8) Мончегорского расслоенного интрузива. Часть минералов заверена энергодисперсионным микроанализом поверхности, рассчитаны формулы минералов.

Изучен минералогический состав рудных жил. Руды сложены ассоциацией магнетита, хромита с сульфидами: пирротином, халькопиритом, пентландитом, пиритом, а так же минералами платиновой группы, серебра и золота. По корреляционным данным замечено, что платиновые минералы в первую очередь ассоциируют с пентландитом, а палладиевые с халькопиритом. Такая тенденция не была замечена в гравитационных концентратах, где минералы платины широко развиты как в Cu-PGE, так и в Cu-Ni-PGE типах руд.

При процессах окисления сульфидов происходит формирование мономинеральных гетитовых агрегатов. Корреляционный анализ показывает, что  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  имеет обратную корреляционную зависимость со всеми основными элементами руд, в том числе и ЭПГ, Au, Ag, что говорит об выщелачивании благородных металлов при процессах окисления.

Выявлены особенности и закономерности форм нахождения благородных металлов, а особенно элементов платиновой группы в окисленных сульфидных жильных рудах массивов Ниттис-Кумужья-Травяная, и их поведения в условиях гипергенеза.

Таким образом, по результатам исследования, благороднометальную минерализацию в окисленных рудах можно разбить на 3 группы:

1. Это первичные минералы, не подвергшиеся окислению и выщелачиванию.
2. Это вторичные минералы, занимающие полости и трещины в породе, разрушаемой агентами выветривания
3. В третьей группе минеральные соединения благородных металлов (в нашем случае платины и палладия) подвергаются окислению, образуя соединения с кислородом. На данном этапе закладывается процесс экстрагирования как элементов платиновой группы, так и висмута с теллуrom с последующим постепенным переходом сорбированное состояние наиболее инертных атомов в оксидные и гидроксидные соединения железа. Не исключено и полное замещение МПГ гетитом, и др. кислородными соединениями железа.

Отсюда можно построить модель поведения минералов платиновой группы: Первичные минералы не окисленных руд, за исключением некоторых минералов - в данном примере сперрилит, паоловит в ходе гипергенеза окисляются. Согласно наблюдениям, наименее устойчивы такие минералы, как мончеит, майченерит, и первыми образуют



оксидные фазы теллура, висмута, палладия, платины, в то время, как остальные МПГ в породе неизменны. С увеличением степени вторичных преобразований происходит окисление остальных неустойчивых минералов Pt и Pd, оставляя лишь реликты первичных минералов и вторичные формы минеральных образований – теллуриты, висмутиты, теллураты, висмустаты и оксиды палладия (платины). Не исключены и варианты ремобилизации МПГ. При продолжении прогрессирования окисления, происходит разрушение и кислородных соединений Bi, Te, Pd, Pt. При этом наблюдается тренд экстрагирования этих элементов из системы, в которой остаются наиболее инертные атомы, как правило, атомы палладия. На местах выщелоченных атомов образуются псевдоморфозы железа. Эти оставшиеся атомы сорбируются новообразованными оксидами/гидроксидами железа. В конце концов происходит полное выщелачивание ЭПГ из породы.

### **Выводы**

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Рудные жилы Мончегорского расслоенного интрузива содержат высокие содержания благородных металлов.
2. В зоне гипергенеза формируется вторичная гетитовая минерализация, замещающая как первичные сульфиды, так и неустойчивые к окислению МПГ.
3. По мере окисления жильных руд происходит окисление ЭПГ-минерализации. В процессе окисления телуридов и висмутидов палладия формируются сложные тонкодисперсные минеральные смеси оксидных и солевых фаз платины и палладия, возможна ремобилизация Pd-Te-Bi фаз.
4. Тенденция окисления Pt-Pd фаз по мере развития гетита свидетельствует о выщелачивании элементов платиновой группы, из системы, а не обогащении руд полезным компонентом, как это можно было бы изначально предположить на основании месторождений кор выветривания.

### ***Заключение***

Данное исследование показало основные особенности минерального и химического состава окисленных и полуокисленных жильных руд горы Ниттис. Предложена модель поведения платиноидов при условиях окисления руд, что может быть актуально не только в пределах Мончегорского плутона, но так же может затрагивать и другие платиноносные расслоенные интрузивы основных и ультраосновных пород. Полученные минеральные ассоциации похожи, но несколько отличаются от работ коллег на других массивах, что подтверждает и уникальность каждого месторождения, и все-таки различия в поведении платиноидов при окислении малосульфидных рифов и непосредственно жильных сульфидных руд.

Разумеется, в данной работе остались перспективы для изучения, например возможно попробовать разделить тонкие фазы окисленных минералов палладия посредством трансмиссионной микроскопии (ПЭМ). Потенциально могут быть интересны методы ионной спектроскопии, которые позволят более объемно рассмотреть фазы окисленных минералов.

## ***Список использованной литературы***

### **Монографии:**

- 1 Булах А. Г., Золотарев А. А., Кривовичев В. Г.: Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов // СПб: изд-во С.-Петербургского Государственного университета, 2014, 133 с.
- 2 Горбунов Г. И., Папунен Х.: Медно-никелевые месторождения Балтийского щита // Л.: Наука, 1985, 329 с.
- 3 Елисеев Н. А., Елисеев Э. Н., Козлов Е. К., Лялин П. В., Масленников В. А.: Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона // под ред. Елисеева Н. А. М.: издательство Академии наук СССР, 1956, 328 с.
- 4 Исаенко М. П., Боришанская С. С., Афанасьева Е. Л. // Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете // Учебное пособие для вузов. 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1986. 382 с.
- 5 Козлов Е. К.: Естественные ряды никеленосных интрузий и их металлогения // Л.: Наука, 1973, 288 с.
- 6 Лодочников В. Н.: Главнейшие породообразующие минералы // изд. 5, под ред. Соболева В. С., М.: Недра, 1974, 248 с.
- 7 Минц М. В.: История и главные закономерности формирования раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона // Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. Москва: ГЕОКАРТ: ГЕОС, т. 2, 2010, с. 309–334.
- 8 Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические импактные образования // издание второе, перераб. и доп., СПб.: ВСЕГЕИ, 2008, 200 с.
- 9 Саранчина Г. М. Породообразующие минералы (методика определения кристаллооптических констант, характеристика минералов) // СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2000, 156 с.
- 10 Смолькин В. Ф., Федотов Ж. А., Нерадовский Ю. Н. и др.: Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение // в 2х частях, Апатиты: КНЦ РАН, 2004, 344 с.
- 11 Смолькин В. Ф.: Ранний протерозой // Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В. А. Глебовицкого. СПб: Наука, 2005, с. 59–123.

- 12 Трёгер В. Е.: Оптическое определение породообразующих минералов // перевод с немецкого: Соболева Р. Н., под ред: Соболева Н. Д., М.: Недра, 1980, 208 с.
- 13 Шарков Е. В.: Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения // М.: Научный мир, 2006, 364 с.
- 14 Яхонтова Л. К., Зверева В. П.: Основы минералогии гипергенеза // Владивосток: Дальнаука, 2000, 331 с.

Статьи в сборниках:

- 1 Гроховская Т. Л. Иванченко В. Н., Каримова О. В., Грибоедова И. Г., Самошникова Л. А.: Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология рудных месторождений, т. 54, № 5, 2012, с. 416–440.
- 2 Гроховская Т. Л., Лапина М. И., Мохов А. В.: Ассоциации и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, том 51 № 6, 2009, с. 520–539.
- 3 Иванченко В. Н., Давыдов П. С. Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сборник материалов проекта. Вып. II. Апатиты: КНЦ РАН, 2009. С. 70–78.
- 4 Митрофанов Ф. П., Балаганский В. В., Балашов Ю. А. и др.: U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова. ДАН. Т. 331, № 1. 1993, с. 95-98
- 5 Нерадовский Ю. Н., Рундквист Т. В., Галкин А. С., Климентьев В. Н. К проблеме платиноносности рудноио “пласта-330” г. Сопча и его промышленного использования (Мончеплутон) // Вестник МГТУ. Тр. Мурманского гос. техн. Университета, Т. 5, № 1, 2002, С. 85-91.
- 6 Нерович Л. И., Баянова Т. Б., Серов П. А., Елизаров Д. В. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований. Геохимия. № 7, 2014, С. 1-21.
- 7 Рундквист Т. В., Припачкин П. В., Гребнев Р. А.: Особенности взаимоотношений интрузивных тел в зоне контакта ультрамафит-мафитовых комплексов Мончегорский и Главного хребта (участок «Южносопчинский», Кольский полуостров) // Литосфера, № 3, 2012, с. 65–79



- 8 Чашин В. В., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Серов П. А.: Малосульфидные платинометалльные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений, т. 58 (1), 2016, с 41–63
- 9 Чашин В. В., Митрофанов Ф. П.: Палеопротерозойская Имандра-варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерогения // Геодинамика и тектонофизика, №5 (1), 2014, с. 231–256.
- 10 Шарков Е. В., Чистяков А. В.: Геолого-петрографические аспекты ЭПГ-Cu-Ni-оруденения в раннепротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений, т. 56 (3), 2014, с. 171–194.
- 11 Barkov A. Y. Fleet M. E. Martin R. F., Halkoaho, T. A. A.: New data on "bonanza"-type PGE mineralization in the Kirakkajuppura PGE deposit, Penikat layered complex, Finland // The Canadian Mineralogist, Vol. 43, 2005 pp. 1663-1686
- 12 Baylet A., Mare' P., Duprez D.: In situ Raman and in situ XRD analysis of PdO reduction and Pd1 oxidation supported on c-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> catalyst under different atmospheres // Physical Chemistry Chemical Physics., vol. 13, 2011, p 1407 – 1413.
- 13 Bekker A., Grokhovskaya T. L., Hiebert R., Sharkov E. V., Bui T. H., Stadnek K. R., Chashchin V. V., Wing B. A.: Multiple sulfur isotope and mineralogical constraints on the genesis of Ni-Cu-PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk Igneous Complex, Kola Peninsula, Russia // Mineralium Deposita, 2015, 19 p.
- 14 Evens D. M., Spratt J.: Platinum and palladium oxides/hydroxides from the Great Dyke, Zimbabwe, and thoughts on their stability and possible extraction // Rammelmair, D. et al., eds., Applied mineralogy: Rotterdam, A.A. Balkema, 2000, p. 289–292.
- 15 Grokhovskaya T. L., Bakaev G. F., Sholokhnev V. V., Lapina M. I., Muravitskaya G. N., Voitekhovich V. S.: The PGE Ore Mineralization in the Monchegorsk Magmatic Layered Complex (Kola Peninsula, Russia) // Geology of Ore Deposits, Vol. 45, № 4, 2003, p. 287–308.
- 16 Locmelis M., Melcher F., Oberthür T.: Platinum-group element distribution in the oxidized Main sulfide zone, Great Dyke, Zimbabwe // Mineralium Deposita, v. 45, 2010, p. 93–109
- 17 Oberthür T., Melcher F.: Behaviour of PGE and PGM in the supergene environment: a case study of persistence and redistribution in the Main sulfide zone of the Great Dyke,

- Zimbabwe // Mineralogical Association of Canada Short Course 35, Oulu, Finland, 2005, p. 97-111.
- 18 Oberthür T., Melcher F., Goldmann S., Wotruba H., Gerdes A., Dijkstra A., Dale C. W.: Mineralogy and mineral chemistry of detrital heavy minerals from the Rhine River in Germany as evidence to their provenance, sedimentary and depositional history: focus on platinum-group minerals and remarks on cassiterite, columbite-group minerals and uraninite // *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 2015, 21 p.
  - 19 Wager L. R., Deer W. A., Geological investigations in East Greenland. Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuak. *Medd. Greenland*, 105, No. 4, 1939. p. 1 – 352.
  - 20 Wager, L. R., Brown, G. M. and Wadsworth, W. J.: Types of igneous cumulates. *J. Petrol.*, 1, 1960: p73-85.
  - 21 Whitney D. L., Evans B. W.: Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*, vol 95, 2010, p. 185–187.

Тезисы докладов:

- 1 Баянова Т. Б., Нерович Л. И., Митрофанов Ф. П. и др.: Мончетундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные. Доклады академии наук. Т. 431, №2, 2010, с. 216-222.
- 2 Борисенко Е. С., Баянова Т. Б., Серов П. А.: Структурно-возрастные взаимоотношения трахитоидных габброноритов (II фаза образования) и массивных лейкогаббро (III фаза) массива Мончетундра // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России. Труды XXIV молодежной науч. конф., посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К. О. Кратца, 2013 / ред. Ф. П. Митрофанова, Баяновой Т. Б.. Апатиты: К & М, 2013. С. 80-82.

Фондовые материалы:

- 1 Иванченко В. Н., Галкин А. С., Орлов В. Н.: Отчет о проведении поисковых и поисково-оценочных работ на медно-никелевые и медно-платиновые руды массива Ниттис-Кумужья-Травяная в 1996-2001г.г // ОАО Горно–металлургическая компания "Норильский никель", п. Никель 2001г. 288 с.
- 2 Информационный геологический отчет о результатах и объемах работ, выполненных за III и IV кварталы и за 2015 года по объекту: «Поисковые работы на металлы платиновой группы в пределах Мончегорского рудного района

(Мурманская область)» // Акционерное общество «Петербургская комплексная геологическая экспедиция» (АО «ПКГЭ»), СПб, 2015, 50 с.

- 3 Рутштейн С. Г., Богданов И. С., Добрынина Н. Г. и др.: Геология и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончегорского никеленосного плутона // сводный геологический отчет по геологопоисковым, геологоразведочным и геофизическим работам на Мончегорском никеленосном плутоне по состоянию на 1 января 1964 года в шести томах. Том II. Г. Мончегорск, 1964.

#### Диссертации:

- 1 Лялинов Д. В.: Геология, особенности формирования и состав сульфидных руд и благороднометальной минерализации массива Ниттис-Кумужья-Травяная Мончегорского плутона (Кольский полуостров) // Магистерская диссертация, СПб: СПбГУ, 2000, 53 с.
- 2 Пахалко А. Г.: Критерии прогнозирования малосульфидного платинометалльного оруденения южного обрамления Мончегорского плутона по петраграфо-геохимическим данным // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, СПб: ВСЕГЕИ, 2016, 142 с.

#### Ресурсы сети Интернет:

- 1 Кнауф В. В., Гусева Н. С.: О новом рудно-формационном типе платинометалльных руд в двучленных разрезах массивов южного обрамления Мончегорского расслоенного плутона // <http://www.natires.com/ru/o-novom-rudno-formacionnom-tipe-platinometalnyh-rud-v-dvuchlennyh-razrezah-massivov-yuzhnogo> // 2010; Посещение: 27.02.2018

## Схема геологического строения массивов НКТ

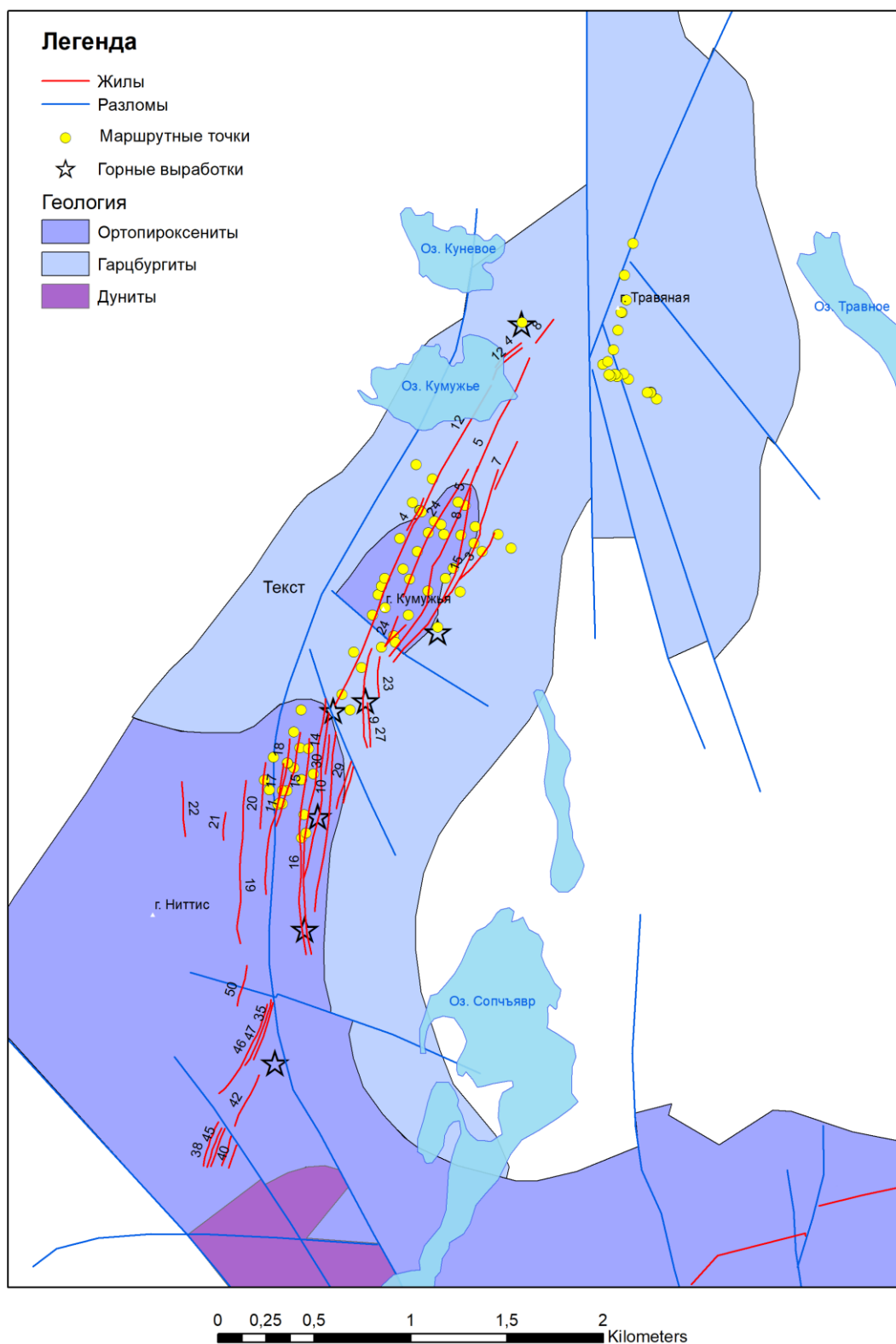


Схема геологического строения массивов НКТ и точки отбора геологических проб. В качестве основы использованы схемы строения Мончеплутона масштаба 1 : 10 000 ((Информационный геологический..., 2015). Нарисовано в ArcMap 10.2.2.

Приложение 2

Таблица химического состава проб руд с поверхности массивов Ниттис-Кумужья-Травяная

An. %	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	SeO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Co <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CuO	MgO	NiO	CaO	Na <sub>2</sub> O	MnO	ZnO	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП
H1	2,27	0,03		61,06	0,18	0,15	0,21	6,03	1,29	1,58	0,06		0,02	0,02	0,01	26,78			0,30
H2_1	3,70	0,16	0,03	89,26	0,86	0,51		2,67	1,17	0,70	0,08		0,11	0,03		0,50	0,02	0,07	0,12
H2_2	2,51	0,15	0,03	91,88	0,65	0,20		3,02	0,55	0,30	0,04		0,04		0,01	0,40	0,02	0,03	0,14
H3	11,55			78,33	0,86	0,29		1,72	5,87	0,53	0,25		0,13	0,04	0,01	0,36	0,02	0,02	0,04
H4	18,57	0,04		63,04	0,78	0,25		3,15	10,81	0,58	0,33	0,07	0,16	0,04	0,02	2,14			0,02
H5	17,20	0,10		69,86	0,94	0,40	0,19	1,35	8,31	0,77	0,09	0,18	0,14	0,01		0,41		0,03	0,01
H6	5,12	0,20		87,46	0,26	0,23		3,76	0,89	1,19	0,06		0,16	0,04	0,01	0,41		0,09	0,12
H7	2,06	0,02		94,54	0,23	0,10		0,86	1,00	0,14	0,07		0,05	0,02		0,88			0,04
H8	2,17	0,13	0,02	92,67	0,43	0,11		1,96	0,37	0,37	0,04		0,09		0,01	1,43	0,03	0,07	0,09
H9	4,54	0,08		87,25	0,30	0,13		3,12	2,76	0,24	0,06		0,07	0,02	0,01	1,37		0,03	0,03
H10	2,01	0,05	0,01	91,34	0,33	0,11		3,68	0,46	0,14	0,04		0,05	0,03	0,01	1,62		0,03	0,09
H11	1,37		0,01	70,52	0,24	0,08	0,21	3,46	0,44	1,34	0,04		0,03	0,05		21,93		0,02	0,25
H12	2,35	0,11	0,04	91,37	0,84	0,15		3,46	0,45	0,27	0,12		0,04		0,03	0,47	0,01	0,15	0,13
H13	4,00	0,06	0,02	87,66	1,32	0,16		4,26	0,43	0,32	0,07	0,26	0,04	0,03	0,04	1,12	0,04	0,05	0,11
H14	0,43			94,46	0,10	0,17		2,80	0,12	0,14	0,03		0,09	0,01		1,29		0,03	0,06
H15	10,07	0,04		81,41	3,79	0,09		1,92	0,43	0,22	0,07	1,51	0,04	0,02	0,02	0,29	0,08		0,00
H16	6,77	0,02		61,68	0,31	0,17		14,40	4,00	0,13	0,08		0,08	0,04	0,01	12,26			0,05
H17	8,30	0,39	0,02	82,32	0,71	0,38		1,23	4,92	0,29	0,23		0,24	0,02	0,01	0,66		0,17	0,11
H18	2,61			61,95	0,25	0,13	0,31	5,77	1,93	4,85	0,11		0,07	0,04	0,02	21,81		0,02	0,14
H18_2	8,94			58,22	0,54	0,22	0,23	2,37	5,58	2,38	0,27	0,06	0,06	0,01	0,04	20,81	0,02		0,26
H20	12,83	0,09		57,56	1,16	0,29	0,22	2,99	6,92	2,20	0,47	0,10	0,08	0,01		14,84	0,02	0,02	0,21
H20_2	13,22	0,09		58,39	1,06	0,31	0,24	2,65	7,41	2,33	0,46	0,11	0,10	0,02	0,09	13,28	0,04		0,20
H20_3	2,87	0,02		57,64	0,27	0,09	0,37	1,80	2,65	6,19	0,16		0,02		0,01	27,77			0,14
K3_1	4,65	0,19		90,56	0,21	0,21		1,02	1,85	0,27	0,12		0,04			0,66	0,03	0,06	0,14
K3_2	35,21	0,12		25,47	1,79	0,68	0,08	8,12	26,18	0,36	0,98		0,30	0,04	0,02	0,57	0,02	0,02	0,05

An. %	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	SeO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Co <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CuO	MgO	NiO	CaO	Na <sub>2</sub> O	MnO	ZnO	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП
K5	12,00	0,10	0,01	61,74	0,51	0,34	0,19	2,11	7,26	1,59	0,16		0,04	0,01		13,70	0,02	0,02	0,19
K6	17,58	0,51	0,01	66,80	0,95	1,01		1,55	9,88	0,32	0,61		0,28	0,04	0,02	0,31	0,02		0,09
K7	4,63	0,06	0,01	89,79	0,46	0,21		0,56	2,50	0,28	0,08		0,04			1,20		0,04	0,14
K12	16,57	0,13		68,83	0,64	0,36		1,49	9,51	0,83	0,27		0,17	0,03	0,01	1,00		0,07	0,09
K13	2,17	0,07	0,01	71,69	0,18	0,22	0,30	1,04	1,01	3,77	0,04		0,06		0,01	19,17	0,02	0,03	0,21
K14	5,06	0,12	0,02	85,45	0,67	0,17	0,23	4,26	2,07	0,82	0,13		0,04		0,02	0,66	0,10	0,05	0,13
K15	4,12	0,14		74,52	1,24	0,83		1,46	1,19	0,65	0,08	0,06	0,07	0,01	0,02	0,33	0,02	0,09	15,17
K16	3,91			90,75	0,39	0,13		1,12	2,70	0,21	0,28		0,12		0,01	0,36			0,02
K17	32,44	0,20		34,02	3,30	0,93		6,40	17,99	0,44	1,47	0,26	0,28	0,02	0,03	2,12	0,02	0,03	0,04
K18	13,04	0,06		76,31	0,38	0,38		1,23	6,82	0,22	0,08		0,16	0,02		1,24		0,02	0,04
K20_1	2,13			44,51	0,14	0,11		34,44	0,17	0,10	0,02			0,10	0,01	18,11	0,02		0,15
K20_2	4,80	0,10	0,02	67,77	0,48	0,30		21,83	1,18	0,27	0,12		0,05	0,05	0,02	2,79	0,02	0,06	0,14
K21	5,02	0,04		89,56	0,45	0,23		1,71	1,77	0,55	0,07		0,10			0,37	0,04	0,02	0,07
K22	3,12	0,15		60,90	0,26	0,41	0,34	2,78	2,04	4,57	0,14		0,08	0,02	0,01	24,93		0,04	0,22
K23	14,52	0,05	0,01	72,78	0,30	0,49		0,85	9,79	0,36	0,07	0,10	0,03			0,48		0,04	0,13
K24	21,03	0,15		54,82	0,74	0,55	0,25	1,17	8,12	2,35	0,11	0,06	0,08	0,03	0,02	10,34		0,03	0,16
K25	6,30	0,07		67,78	0,33	0,21	0,31	1,50	3,88	3,65	0,11		0,04		0,01	15,56	0,03	0,02	0,20
K26	8,63	0,09		81,38	0,74	0,46		1,90	4,41	1,35	0,42		0,11		0,01	0,30	0,04	0,04	0,12
K27	5,69		0,01	60,75	0,34	0,20		29,02	1,06	0,34	0,19		0,03		0,02	2,19	0,03	0,02	0,10
K28	10,21		0,02	75,51	0,65	0,36		5,86	5,56	0,43	0,17		0,09		0,02	0,93	0,03	0,03	0,13
K29	12,09	0,08		72,34	0,66	0,27		4,40	6,68	0,17	0,19		0,15	0,02	0,03	2,84		0,05	0,01
K30_1	1,35		0,01	33,01	0,09	0,08		43,96	0,22	0,19	0,02			0,07		20,83			0,16
K30_2	1,68		0,07	23,12	0,07	0,09	0,11	66,91	0,20	0,58	0,02					6,93			0,22
K30_3	7,13	0,18	0,04	82,30	1,93	0,21		4,66	1,92	0,31	0,20	0,36	0,08	0,02	0,13	0,29	0,02	0,05	0,12
K31	6,59	0,07		85,48	0,75	0,38		2,43	2,81	0,46	0,11	0,07	0,06	0,03	0,02	0,55	0,03	0,04	0,14
K32	12,06	0,09	0,02	77,16	0,76	0,56		0,56	7,12	0,23	0,30	0,08	0,08		0,01	0,79		0,05	0,13
K34	3,45		0,01	90,88	1,08	0,70		1,32	1,07	0,68	0,11		0,08		0,01	0,35	0,05	0,06	0,14



An. %	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	SeO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Co <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CuO	MgO	NiO	CaO	Na <sub>2</sub> O	MnO	ZnO	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ППП
K35	11,76		0,01	76,05	0,22	0,17		4,73	4,84	0,29	0,07		0,12	0,02	0,01	1,67	0,01	0,02	0,00
K36_1	18,85	0,10		46,75	1,16	0,64	0,15	2,56	12,23	0,97	0,85	0,09	0,18	0,01	0,04	15,24	0,03		0,15
K36_2	3,02			59,27	0,22	0,11	0,23	1,99	2,25	2,25	0,04	0,10			0,01	30,15			0,34
K36_3	2,21			59,17	0,19	0,10	0,34	2,36	1,54	4,97	0,29		0,04		0,01	28,60			0,17
T30B	34,62	0,41		21,87	5,96	0,41	0,07	6,21	18,74	0,87	3,20	0,74	0,33	0,04	0,46	5,90	0,03		0,03
T30C	16,68	0,18	0,02	29,26	4,44	0,12	0,10	19,33	7,47	2,45	1,50	0,70	0,12	0,08	0,45	16,99	0,02		0,08
T30D	12,52		0,02	35,47	2,88	0,11	0,10	21,41	5,79	0,89	0,75	0,34	0,09	0,08	0,13	19,27			0,13

Таблица содержаний благородных металлов в пробах с поверхности массивов НКТ

An. ppm	Pd	Pt	Au	Ag
H1	7,70	0,86	0,10	14,00
H2_1	4,40	1,13	<0,05	5,00
H2_2	6,23	0,36	0,05	8,00
H3	4,21	0,23	<0,05	7,00
H4	1,76	0,29	<0,05	11,00
H5	1,75	0,34	<0,05	4,00
H6	6,55	1,32	0,08	10,00
H7	0,52	0,12	<0,05	4,00
H8	2,90	0,25	<0,05	4,00
H9	3,48	0,52	<0,05	8,00
H10	5,30	0,22	<0,05	16,00
H11	3,60	1,55	<0,05	8,00
H12	3,88	0,31	<0,05	10,00
H13	4,69	0,41	<0,05	12,00
H14	3,45	0,63	<0,05	5,00
H15	2,84	0,27	<0,05	6,00
H16	9,65	0,45	<0,05	54,00
H17	1,10	0,24	<0,05	5,00
H18	3,30	2,50	<0,05	9,00
H18_2	3,24	1,34	<0,05	5,00
H20	6,64	1,04	0,08	6,00
H20_2	3,12	1,00	0,06	6,00
H20_3	2,10	2,80	<0,05	8,00
K3_1	2,34	0,12	<0,05	4,00
K3_2	15,00	0,62	0,12	17,00
K5	2,20	0,70	<0,05	5,00
K6	1,50	0,12	<0,05	11,00
K7	1,67	0,28	<0,05	3,00
K12	1,20	0,40	<0,05	6,00
K13	6,40	1,15	<0,05	2,00

An.ppm	Pd	Pt	Au	Ag
K14	2,67	0,56	<0,05	8,00
K15	1,70	0,40	<0,05	6,00
K16	0,81	0,08	<0,05	3,00
K17	2,27	0,52	<0,05	18,00
K18	1,20	0,26	<0,05	6,00
K20_1	16,30	1,25	0,11	47,00
K20_2	8,86	0,34	<0,05	26,00
K21	0,54	0,12	<0,05	9,00
K22	3,20	2,75	<0,05	5,00
K23	1,20	0,30	<0,05	5,00
K24	0,34	0,30	<0,05	4,00
K25	2,20	1,65	<0,05	5,00
K26	3,30	1,80	<0,05	6,00
K27	12,30	1,20	0,10	33,00
K28	5,64	1,05	0,05	18,00
K29	1,30	0,27	<0,05	10,00
K30_1	24,50	0,96	0,40	56,00
K30_2	26,80	2,03	0,22	120,0
K30_3	3,82	0,55	<0,05	15,00
K31	0,60	0,10	<0,05	7,00
K32	0,33	0,08	<0,05	5,00
K34	1,35	0,11	<0,05	8,00
K35	4,70	1,11	<0,05	4,00
K36_1	2,30	0,42	<0,05	6,00
K36_2	1,54	1,25	<0,05	7,00
K36_3	0,23	0,12	<0,05	6,00
T30B	2,03	0,77	<0,05	14,00
T30C	11,60	1,25	<0,05	12,00
T30D	14,50	1,50	<0,05	43,00